بسم الله الرحمن الرحيم

دانشکده علوم زمین

پایان‌نامه کارشناسی ارشد تکتونیک

ارزیابی خطر لرزه ای گسل میامی بر شهر میامی

نگارنده: **سهام عموری**

استاد راهنما:

دکتر رمضان رمضانی اومالی

شهریور ۱۳۹۷

تقدیم :

به پدر و مادر عزیزم

مهربان فرشتگانی که لحظات ناب باور بودن، لذت و غرور دانستن، جسارت خواستن، عظمت رسدن و تمام تجربه های یکتا و زیبای زندگیم، مدیون حضور سبز آنهاست.

تشکر و قدردانی

حمد و سپاس خداوندی را سزاست که توان تفکر و برگزیدن به ما عنایت کرد و در کوران راه، به لطف بیکرانش هدایتمان نمود تا که خود دریابیم و بیندیشیم و چگونگی گشودن رازهای زمین را فرا گیریم. اکنون که به فضل خداوند حکیم، تحریر این تحقیق به پایان رسید بر خود لازم می‌دانم از استاد راهنمای محترم جناب آقای دکتر رمضانی به خاطر راهنمایی‌های ارزنده و مساعدت بی دریغ شان صمیمانه سپاسگزاری کنم. همچنین از کلیه دوستانی که به نوعی در تهیه این پایان نامه یاری گر بنده بودند کمال تشکر را دارم.

سهام عموری

شهریور ۹۷

تعهد نامه

اینجانب **سهام عموری** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته **زمین‌شناسی** گرایش **تکتونیک** دانشکده **علوم زمین** دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **ارزیابی خطر لرزه ای گسل میامی بر شهر میامی** تحت راهنمایی **دکتر رمضان رمضانی اومالی** متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام "دانشگاه صنعتی شاهرود" و یا " **Shahrood University of Technology** " به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن‌ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

بشر از دیر باز با پدیده های مخرب طبیعی روبه رو بوده و همیشه سعی کرده راه‌حل‌هایی برای مقابله با این پدیده-ها پیدا کند. از این پدیده ها، زمین لرزه ها نقش تخریبی زیادتری در زندگی بشر داشته است. هرچندگاهی، وقوع زمین‌لرزه جان هزاران انسان را مورد تهدید قرار داده است، بسیاری از سازه ها و تأسیسات ساخته دست بشر را تخریب کرده و خسارت جانی و مالی فراوانی را به بار آورده است. از آنجایی که زلزله به عنوان یکی از بلایای طبیعی، خسارات مالی و جانی زیادی به بشر در طول تاریخ وارد کرده است لذا ازریابی خطر زمین لرزه در مناطق زلزله خیز حائز اهمیت فراوان است. برای این کار پارامتر جنبش نیرومند زمین برای مؤلفه حداکثر شتاب افقی نیز به روش احتمالی و بر اساس میزان حداکثر شدت زلزله‌ای که گسل می‌تواند ایجاد کند برای گسل‌های شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی محاسبه شده، که این امر در شناخت مناطق با خطر لرزه‌ای می‌تواند کمکی شایانی داشته باشد و از آن به منظور مقاوم‌سازی و کنترل طراحی سازه‌های موجود و آتی در مقابل خطر زمین‌لرزه‌ای، می‌توان بهره برد. بر اساس محاسبات انجام شده بیشترین مقادیر شتاب لرزه‌ای در نواحی مرکزی منطقه شعاعی ۱۵۰ کیلومتری اطراف شهر میامی در نزدیکی این شهر و در ناحیه شمال باختری منطقه مشاهده می‌شود. بیشینه شتاب افقی محاسبه شده در منطقه مورد مطالعه در اطراف گسلهای میامی،حکم آباد و ارمیان می‌باشد که به ترتیب ۰/۶۸، ۰/۶۷ و ۰/۳۵ شتاب گرانشی(g) می-باشد مهم‌ترین چشمه‌های لرزه‌زا در شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی، گسل‌های میامی، حکم آباد و ارمیان می‌باشند ه به ترتیب با توان لرزه‌زایی ، Ms=8، Ms=8 و Ms=7.9 سایر چشمه‌های لرزه‌زای مهم منطقه، بیشترین شتاب لرزه‌ای را در این منطقه ایجاد می‌نمایند.

بر اساس نقشه هم‌شتاب لرزه ای بیشینه شتابی که از گسلهای فعال بر میامی وارد می شود بطور متوسط 0.4g برآورد شده است که۶۳ درصد منطقه در کلاسهای خطر زیاد و خیلی زیاد از نظر لرزه خیزی قرار دارد.

کلمات کلیدی: هم‌شتاب لرزه ای، توان لرزه‌زایی، منطق فازی، گسل میامی

فهرست

عنوان صفحه

فصل سوم: زمین شناسی ساختمانی

فصل چهارم: لرزه زمین ساخت

فهرست اشکال

عنوان صفحه

فهرست نمودارها

عنوان صفحه

فصل اول:کلیات

۱-۱- مقدمه

خطر لرزه ای بیش از ۳۵ کشور جهان را تحت تأثیر قرار داده و در مجموع هر سال بیش از هر خطر طبیعی دیگر، انسانهای بیشتری را به کام مرگ می فرستد. خطر وقوع زمین لرزه در ایران نیز کاملاً شناخته شده است و تنها راه کاهش خطرات، اجرای برنامه های کاهش خطرات زمین لرزه و ایمن سازی کشور در برابر زمین لرزه می باشد. وجود کمربند چین خورده-رانده فعال زاگرس در محل برخورد دو صفحه عربستان و ایران و نیز مناطق لرزه خیز همچون ایران مرکزی، لوت، مکران، کپه داغ و سنندج- سیرجان از یک سو و تاریخچه لرزه خیزی ایران با ۱۳۰ زمین لرزه شدید با بزرگای بیش از ۷ ریشتر در چندین قرن اخیر، بویژه وقوع ۲۰ زمین لرزه مخرب در قرن بیستم با ۱۲۰,۰۰۰ کشته و روند رو به افزایش آن در ۳۰ سال اخیر، نشانگر لرزه خیزی و آسیب پذیری بالای کشور ما در برابر زمین لرزه است. (آقانباتی،۱۳۸۳)

مدل‌های زمین‌ساخت صفحه‌ای بر پایه تجزیه و تحلیل گسترش جهانی بستر اقیانوس‌ها، سامانه گسله‌ها و بردار لغزشی آن‌ها، نشانگر این مطلب است که تنش‌های فشارشی ناشی از بازشدگی دریای سرخ و حرکت ورقه عربستان در راستای شمال- شمال خاوری و نیز حرکت ورقه هند در راستای شمال- شمال‌باختری باعث کوتاه‌شدگی پوسته ایران زمین و همچنین حرکت و جابجایی نسبی متفاوت در پوسته‌ها و قطعات گوناگون قاره‌ای و اقیانوسی ایران می‌شود. که نتیجه فراوانی زمین‌لرزه‌ها در ایران است. بر اساس زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی دو نوار لرزه‌خیز اصلی در ایران قابل شناسایی می‌باشد:

نوار لرزه‌خیز جنوبی (کوه‌های زاگرس) با روند شمال باختری- جنوب‌خاوری و نوار لرزه‌خیز شمالی (کوه‌های البرز و کپه داغ) در منتهی الیه شمالی کشور.

آنچه روشن است با گسترش شهرنشینی و شهرسازی و افزایش جمعیت، خطر زمین‌لرزه هرآن بیشتر از پیش شده و نتیجه فاجعه آمیز خواهد بود. در حال حاضر بسیاری از انسان‌ها در کره زمین در

پهنه‌های لرزه‌خیز زندگی می‌کنند و در این میان، پایتخت‌ها و شهرهای بزرگ در خطر بیشتری قرار دارند. این نکته خطرناک در بسیاری از شهرهای کشورمان چون تهران، تبریز، مشهد، کرمان، قزوین، سمنان، کرج و بیشتر شهرهای شمالی کشور به چشم می‌خورد.

با مطالب گفته شده و نیاز جامعه بشری برای کاهش خطرات ناشی از زمین‌لرزه، بررسی و مطالعه لرزه‌زمین‌ساخت و ارزیابی خطر لرزه‌ای گسل‌های فعال بیش از پیش حائز اهمیت است. در واقع تحلیل خطر لرزه‌ای، برآورد برخی از پارامترهای طراحی لرزه‌ای جنبش نیرومند زمین، برای زمین‌لرزه محتمل در آینده، بر اساس مطالعه گسل‌های فعال و لرزه‌زمین‌ساخت می‌باشد.

تعیین بزرگی یک زمین‌لرزه که می‌تواند در بخشی از طول یک گسل یا در ناحیه‌ای رخ دهد، به عنوان یک عنصر اساسی در ارزیابی خطر لرزه‌ای محسوب می‌شود.

گسل میامی از عمده گسل‌های ایران مرکزی است که به عنوان جداکنندهٔ زون ایران مرکزی از بینالود شناخته می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۵). بر اساس نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان و جاجرم این گسل انطباق خوبی با خطوارهٔ مغناطیسی F-165 دارد.

این گسل نهشته‌های کواترنر و پادگانه‌های جوان آبرفتی را بریده است و در امتداد آن سنگ‌های افیولیتی از نوع پریدوتیت مربوط به دوران کرتاسه بالایی و سنگ‌های آندزیتی بازالت و توف اوئوسن رخنمون دارد که نشان از فعالیت شدید تکتونیکی پیرامون این گسل بنیادی است. در ضمن به خاطر همین نوع سنگ‌شناسی است که گسل میامی را مرز شمالی کافت سبزوار- شاهرود می‌دانند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

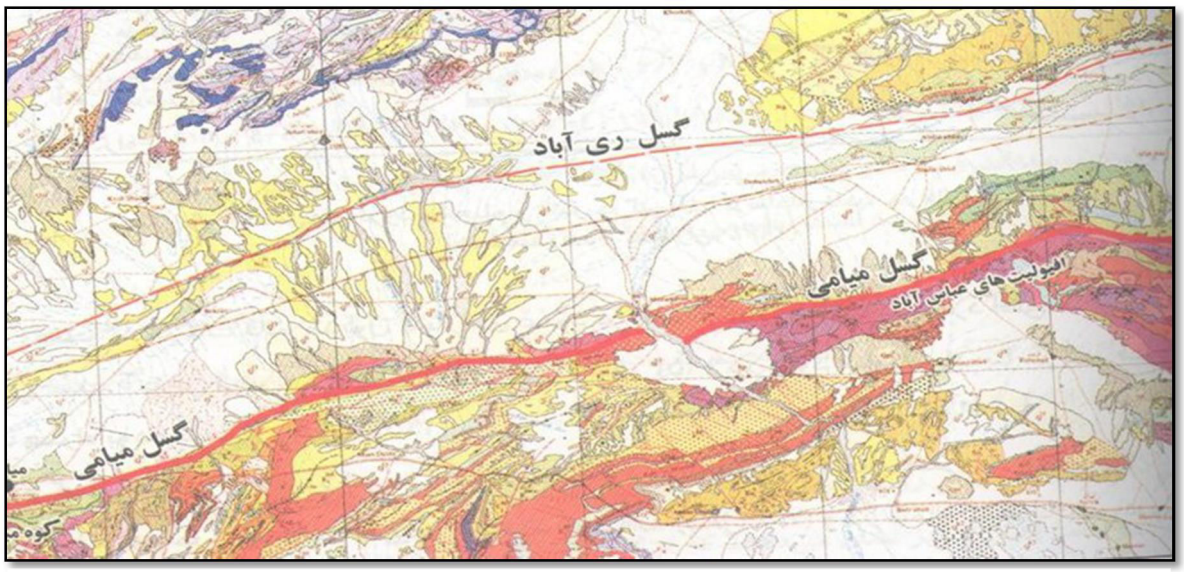
داده‌های لرزه‌ای ثبت شده در محدودهٔ اطراف گسل، گویای این مطلب هستند که این گسل در طول تاریخ زلزله‌های کوچک و بزرگی را به خود دیده، که نشان از فعالیت این گسل است.

۱-۲- تعریف مسئله و هدف انجام کار

گسل میامی با راستای شمال خاوری جنوب باختری جدا کننده پهنه بینالود ازایران مرکزی است. حد خاوری آن فرورفتگی ناحیه‌ی تربت جام و ممکن است دنباله گسل هرات در افغانستان باشد (نبوی، ۱۳۵۵). مرز باختری این گسل در جنوب باختری شاهرود در زیر رسوبات عهد حاضر وکویر دامغان ناپدید می شود ولی ممکن است گسل عطاری در فاصله ۱۰۰ کیلومتری ادامه باختری آن باشد. مرز شمالی این گسل بیشتر زمین‌های آبرفتی وکوهپایه‌ای است ولی مرز جنوبی آن جداکننده آمیزه‌های افیولیتی از واحد های دیگر است (آقانباتی، ۱۳۸۳). گسل میامی تا آخرین مراحل چین خوردگی آلپی در پلیوسن حالت راست بر داشته است(stampfli,1978)

مطالعه لرزه زمین ساخت گسل برای شناسایی فعال بودن آن راهی مفید و سودمند است. با شناسایی فعالیت‌های زمین ساختی در یک منطقه و ارتباط آن‌ها با فعالیت گسل، می‌توان به ساز وکار گسل و فعال بودن آن پی‌برد.

در نواحی میامی _عباس _آباد(شرق شاهرود) این گسل، مرز شمالی مجموعه های افیولیت‌های موجود در منطقه را مشخص می‌کند. بنابراین، این گسل می تواند مرز شمالی کافت سبزوار_شاهرود باشد. (شکل ۱-۱)

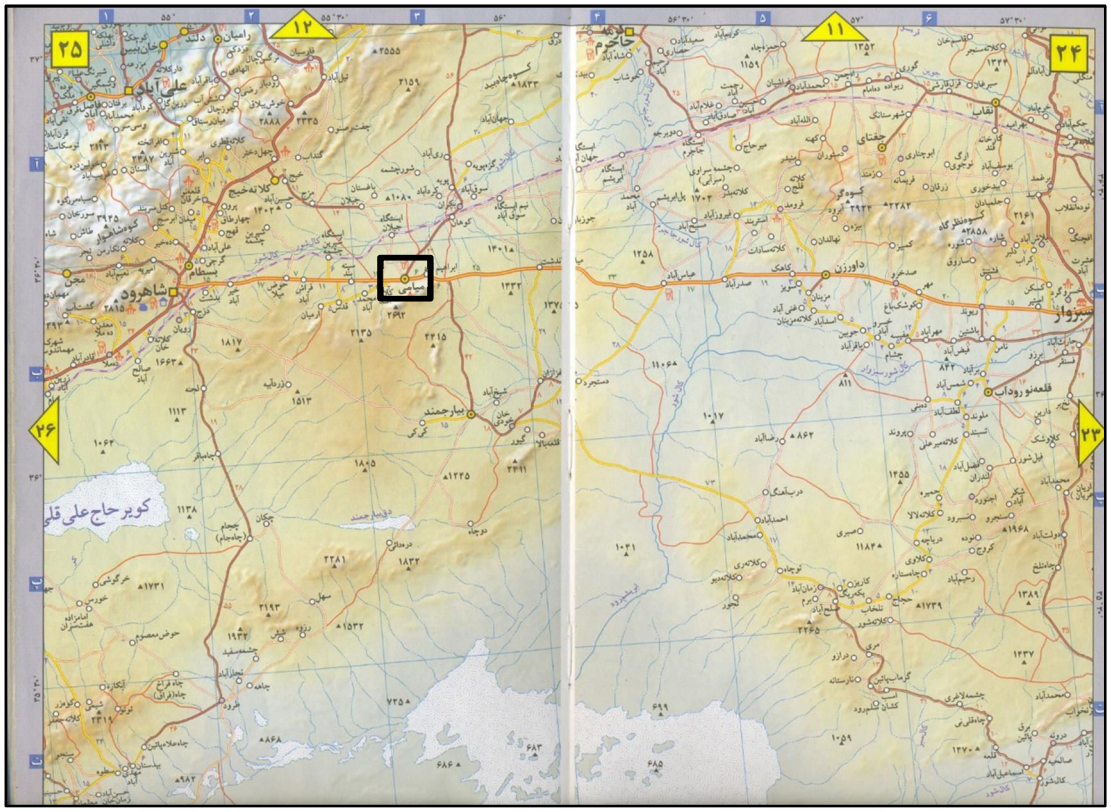


شکل۱-۱: موقعیت گسل میامی (برگرفته از نقشه زمین¬شناسی ۲۵۰ هزار جاجرم)(افتخارنژاد و همکاران،۱۳۷۲)

۱-۳- موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه

منطقه مورد مطالعه در شرق استان سمنان بین طول های جغرافیایی ۵۵ درجه و ۳۰ دقیقه و۵۶ درجه و ۱۵ دقیقه و عرض‌های چغرافیایی ۳۶ درجه و ۱۵ دقیقه و ۳۶درجه و ۳۶ دقیقه واقع شده است که در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰جاجرم بوده و قسمت زیادی از آن در ورق ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، قسمت های شمال غرب آن در ورق ۱:۱۰۰۰۰۰ری آباد، شمال شرق ۱:۱۰۰۰۰۰ جاجرم و قسمت شرق آن در ورق ۱:۱۰۰۰۰۰عباس آباد قرار گرفته است.

بزرگترین مرکز جمعیتی محدوده مورد مطالعه شهر میامی در غرب منطقه است وروستاهای محمدآباد، کلاته اسد، ابراهیم آباد مراکز جمعیتی کوچکتر می باشند. جاده آسفالته درجه یک تهران به مشهد و جاده آسفالته میامی به بیارجمند و جاده های میان روستایی و بین مراکز دامداری و چاه های کشاورزی را می‌توان برای دسترسی به منطقه مورد استفاده قرار داد (شکل۱-۲).



شکل۱-۲: راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه(برگرفته از اطلس راههای ایران)

۱-۴- روش انجام تحقیق

روش انجام این تحقیق به شرح زیر است:

۱- جمع آوری و بررسی مطالعات انجام شده قبلی در خصوص زمین شناسی منطقه

۲- تهیه و گردآوری داده های لرزه ای و لرزه زمین ساختی منطقه

۳- عملیات صحرایی و پیمایش های مناسب جهت مشاهده گسل های اصلی منطقه، تلفیق آنها با اطلاعات ساختاری (روند گسل ها نحوه جابه جایی عوارض در ارتباط باحرکت گسل) به دست‌آمده از عکس‌های هوایی، ماهواره‌ای و نقشه ها و همچنین انطباق آنها با داده های لرزه ای.

۴- تدوین پایان نامه و تهیه‌ی نقشه های زمین شناسی از منطقه مورد مطالعه از طریق تلفیق اطلاعات بدست آمده از تصاویر ماهواره ای، برداشت صحرایی و داده ای لرزه ای با استفاده از نرم افزارهای ZMAP، Surfer10، ArcGIS10.

۱-۵- تاریخچه مطالعات پیشین

گسل میامی تاثیر گزارترین ساختار زمین شناسی در منطقه مورد مطالعه است که جداکننده زون ایران مرکزی از البرز خاوری و بینالود می‌باشد که دگریختی ها و ساختارهای نو زمین ساختی موجود در منطقه را کنترل می‌کند.

از مطالعات انجام گرفته در قالب طرح‌های پژوهشی، پایان نامه و مقالات در منطقه و مطالعات مشابه در مناطق دیگر، می توان به موارد زیر اشاره کرد:

- نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰: جاجرم و گرگان، ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، ری آباد، عباس آباد و جاجرم چاپ سازمان زمین شناسی کشور.

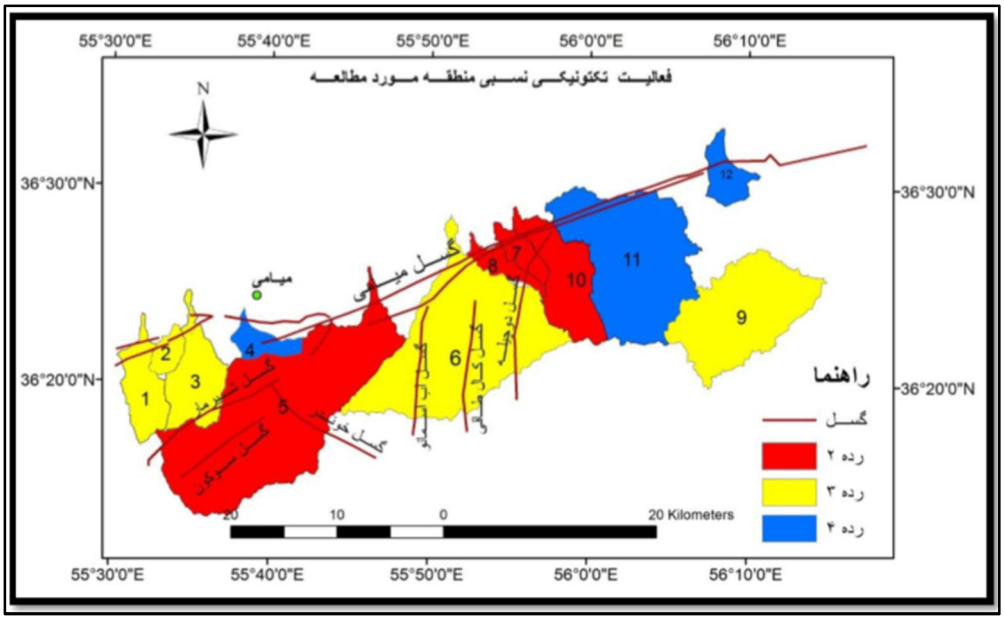
- باقری(۱۳۸۷) با تحلیل هندسی و جنبشی نیمه باختری گسل میامی نتیجه گیری نموده که:

۱) راستای گسل را به طور کلی NE و شیب بیش از ۵۰ درجه و خش لغزبا میل کم به سمت جنوب دارای سازوکار معکوس راست بر می داند.

۲) گسل میامی با گسل چاه سید آباد پهنه برشی ایجاد می کند که شکستگی های نوعXوRو`Rدرآن قابل تشخیص است.

-زارع رییس‌آبادی(۱۳۹۰) به مطالعه لرزه‌زمین‌ساخت و ارزیابی خطر لرزه‌ای گسلهای فعال در استان سمنان پرداخت که در مبحث لرزه‌زمین ساخت با جمع آوری ۲۵ زمین‌لرزه تاریخی و۷۲۶ زمین‌لرزه دستگاهیMs>4 مشخص شد که بیشترین لرزه‌خیزی در مرز شمالی استان‌می‌باشد. همچنین فعالترین گسلها بر اساس داده‌های لرزه‌ای مربوط به گسلهای گرمسار، آستانه، ترود، نکارمن، چهارباغ و میانکوه می‌باشد.

-میربیگی(۱۳۹۲) با استفاداه از چندین شاخص مورفوتکتونیکی همچون انتگرال هیپسومتری، گرادیان طولی رودخانه و.. در بخشی از گسل میامی به بررسی نرخ فعالیت تکتونیکی آن پرداخت. شاخص شکل ۱۲ حوضه آبریز منطقه مورد ارزیابی قرار گرفت که بیشترین مقدار ۳/۲۸ یعنی یک حوضه نسبتا طویل (فعالیت تکتونیکی متوسط) مربوط به حوضه شماره ۸ و کمترین مقدار یعنی ۱/۳۹(فعالیت تکتونیکی پایین) مربوط به حوضه ۱۲ به دست آمد. شاخص عدم تقارن زهکشی برای ۱۲ حوضه محاسبه شده که متقارن ترین، حوضه ۱۲ (فعالیت تکتونیکی پایین) و کمترین تقارن هم مربوط به حوضه ۵ (فعالیت تکتونیکی بالا) می باشد. شاخص گرادیان طولی رودخانه برای ۱۲حوضه آبریز محاسبه شده که حوضه شماره ۵ با ۴۶۳/۹۲ بالاترین میانگین را دارا بوده و در رده ۲ فعالیت تکتونیکی قرار می گیرد. با مشخص کردن شاخص نسبی فعالیت تکتونیکی (index of relative active tectonic)(Iat)برای منطقه، حوضه های ۵، ۷، ۸ و ۱۰ در رده ۲ و حوضه ۴، ۱۱ و ۱۲ در رده ۴، بقیه حوضه ها در رده ۳ قرار می گیرند(El Hamdonuni et al. 2008).



شکل۱-۳: فعالیت نسبی منطقه براساس شاخصهای مورفوتکتونیکی(میربیگی،۱۳۹۲)

فصل دوم: زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی

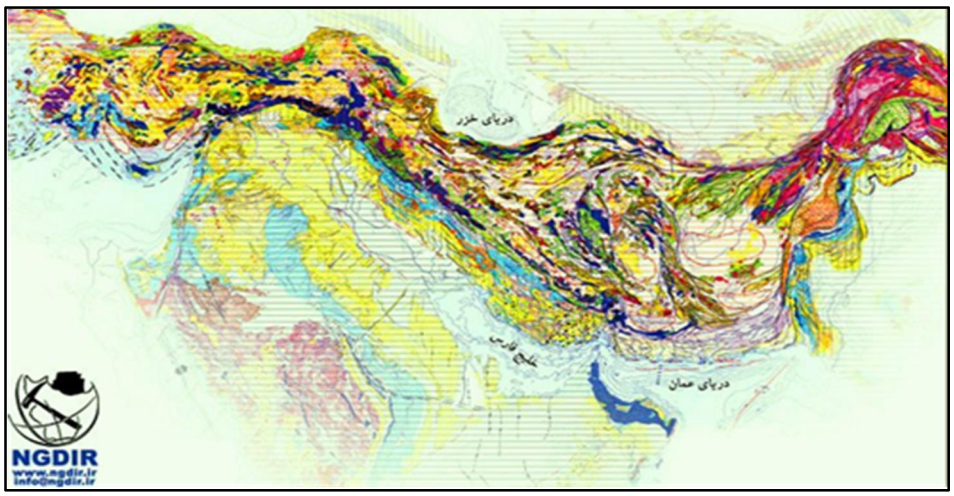
۲-۱- مقدمه

با توجه به روندهای ساختاری و رخساره‌های موجود در منطقه مورد مطالعه و بر اساس تقسیم بندی زون‌های رسوبی-ساختاری ایران توسط (Stocklin,1968) ناحیه مورد مطالعه در شمال زون ایران مرکزی قرار گرفته به طوری که سمت آبرفتی(شمال) آن به البرز خاوری و بینالود منتهی می-شود. لذا مختصری درباره زمین شناسی ایران مرکزی توضیح داده خواهد شد.

۲-۲- تاریخچه تکاملی پوسته ایران

۲-۲-۱- موقعیت ایران در کمربند آلپ ـ هیمالیا

کمربند آلپ ـ هیمالیا از غرب ترکیه و اروپا آغاز و در شرق تا کوه‌های هیمالیا کشیده می شود. این کمربند در نتیجه ای فاز کوهزایی آلپی می باشد که از پالئوزوئیک آغاز و تا کواترنری ادامه یافته است. رژیم حاکم بر کمربند آلپ ـ هیمالیا تقریبا در یک روند شرقی ـ غربی ایران را در بر می‌گیرد (شکل۲-۱). این کمربند کوهزایی حاصل برخورد دو قاره گندوانا در جنوب و اورازیا در شمال می‌باشد که در فرایند کوهزایی آلپی باعث تشکیل چین خوردگی و رواندگی و گسل های بزرگ شده است. کمربند آلپ ـ هیمالیا دارای دو بخش آلپ ـ ایران به عنوان بخش غربی و افغانستان ـ هیمالیا ـ تبت بعنوان بخش شرقی تقسیم شده است.(Stocklin,1968) ، موقعیت ساختاری ایران را در رشته کوه‌های آلپی آسیای مرکزی مورد مطالعه قرار داد.



شکل۲-۱: موقعیت ایران در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا (برگرفته از سایتNGDIR)

فلات ایران دارای پوسته ناهمگن است که در فرایند همگرایی قطعات گندوانا و اوراسیا از چند جهت تحت تاثیر تنش فشاری قرار گرفته است و در حال حاضر تحت تاثیر حرکت همگرایی با صفحه عربی قرار دارد.

۲-۲-۲- پهنه های اصلی رسوبی ـ ساختاری ایران

داده‌های زمین ساختی ایران نشانگر این است که فرایندهای درونی و بیرونی زمین، در زمان و مکان پیامدهای متفاوت داشته به همین رو الگوی ساختاری، تحولات زمین ساختی، شرایط رسوبی و زیستی ایران در دوره‌های گوناگون زمین شناختی پیچیدگی خاصی دارد. از نگاه لرزه زمین ساخت نیز می‌توان ایران را به چند واحد تقسیم کرد. (Berberian,1976)

۱) نوار چین خورده فعال زاگرس

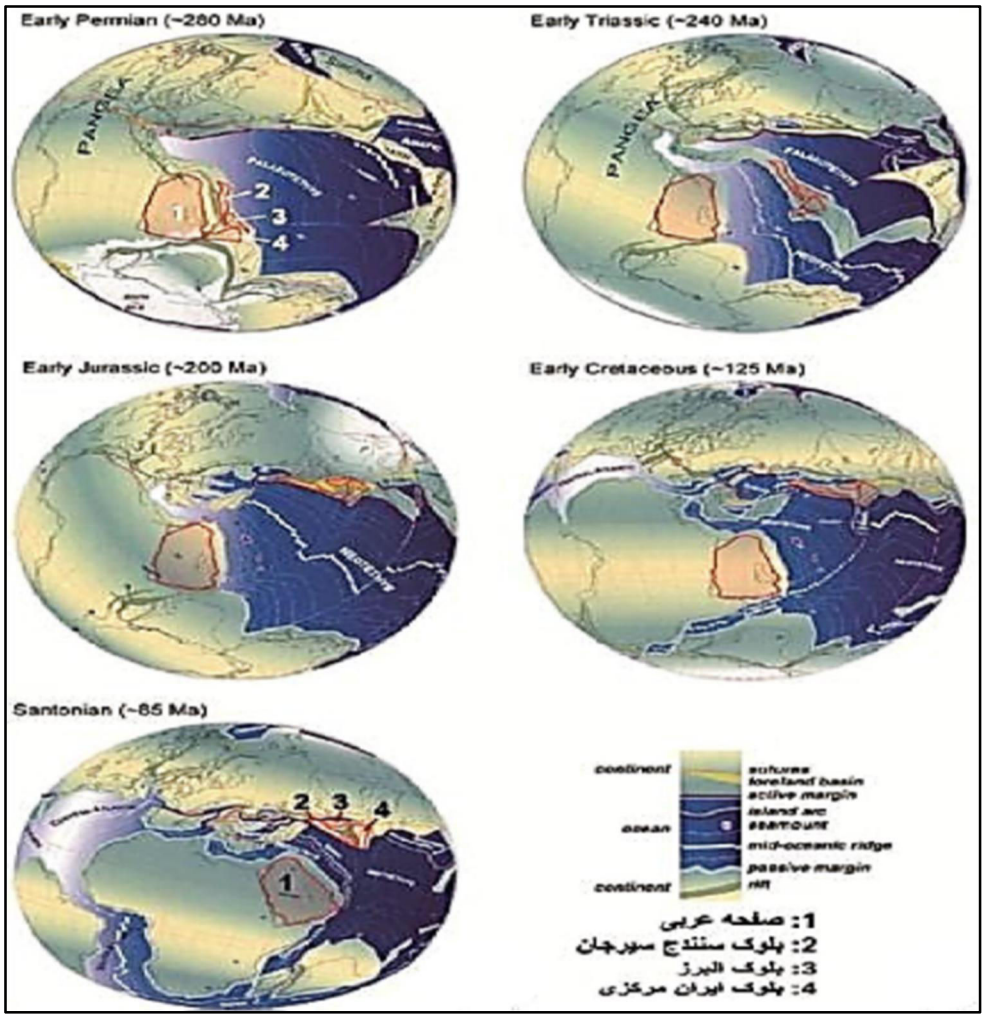
۲) ایران مرکزی شامل مثلث میانی، آذربایجان، لوت، کوه‌های شرق ایران و البرز

۳) مکران

۴) کپه داغ

۲-۲-۳- زمین ساخت پهنه ایران مرکزی

از نظر ساختار و سرگذشت زمین شناسی، ایران مرکزی بیشتر با البرز وجه اشتراک دارد. تحرک بیشتر ایران مرکزی در زمان مزوزوئیک، یکی از تفاوت‌های مهم آن‌ها است و تغییرات بیشتر و گسترده تر در رخساره‌ها و ضخامت سازندهای مزوزوئیک، گواه آن است (شکل۲-۲).



شکل۲-۲: موقعیت جغرافیایی بلوک ایران و عربی در پالئوزوئیک و مزوزوئیک (Borel ،2002 & Stampfli)

۲-۲-۴- پروتوزوئیک و پرکامبرین

(Stocklin,1968) اظهار می کند پی سنگ قدیمی ایران مرکزی به طورگسترده در سراسر بلوک های حد واسط آن گسترش دارد. این پی سنگ متعلق به کوهزایی پان آفریکا است. به عقیده ایشان، مجموعه‌هایی که از فاز کوهزایی پان آفریقا دگرگونی، چین خوردگی و گسلش را تحمل کرده‌اند، در بعضی جاها مثل مجموعه چاپدونی و پشت بادام در خاور ایران مرکزی رخنمون دارند و جنس سنگ ها نشان می دهند احتمالا پوسته پر کامبرین به صورت جزیره قوسی می‌باشد. کراتونی شدن جزایر قوسی مربوط به پی سنگ ایران مثل پی سنگ عربستان قبل از راسب شدن تشکیلات نفتی هرمز و رسوبات تخریبی به سن پرکامبرین فوقانی-کامبرین زیرین رخ داده است. بعد از دگرگونی سازندهای

پرکامبرین که پلاتفرم متصل ایران و عربستان را در پایان کوهزایی کاتانگایی بوجود آورده است، فعالیت زمینساختی از نوع فشارشی با نفوذ توده‌های گرانیتی و ولکانیسم‌های آلکالن، پایان یافت و ولکانیسم های بعد از کوهزایی شامل خروجی‌هایی مثل سری ریزو-دزو (یا سازند اسفوردی) در جنوب ایران و سازند هرمز در زاگرس به سن پرکامبرین فوقانی هستند. این ولکانیسم از نوع Post-orogenic بوده که روی سنگ های دگرگونی پرکامبرین بالایی-کامبرین زیرین قرار دارند و ممکن است بیانگر کشش پوسته قاره ای متصل عربی-ایرانی طی فاز کششی کامبرین باشند. بازالت‌های آلکالی ویژه ماگماتیسم ریفتی گویای زمینساخت کششی در پوسته قاره‌ای است که اجازه برخاستگی سریع پلوتون‌های ریفتی و اسیدی را داده است.

۲-۲-۵- پالئوزوئیک

در دوران پالئوزئیک، صفحه های ایران و عربستان به یکدیگر پیوسته بودند و از صفحه توران جدا بوده‌اند دریای تتیس کهن در میان آن‌ها بوده است.

به باور بربریان و کینگ(۱۹۸۱)در طی اردویسین _دونین زیرین، آثار حرکات کالدونین در ایران بصورت خشکی زایی است. در این مدت در ایران مرکزی تشکیلات پادها راسب شده اند که خروج سریع پلاتفرم ایران مرکزی را از آب نشان می دهد. به زیر آب رفتن بعدی ایران مرکزی با تشکیل دولومیت سیب زار و آهک بهرام به سن پرمین میانی همراه بوده است این محققان، وجود سه فاز کشش را از روی رخنمون ولکا نیک های بازی تا حد واسط در ایران مرکزی در پالئوزوئیک متصور می شود که عبارتند از:

الف: فاز کشش پرکامبرین فوقانی تا سیلورین میانی: متصور می شود شروع این فاز، اواخر پرکامبرین و همراه با گسلش نرمال و کشش پوسته قاره ای بوده است که در نهایت باعث ایجاد تشکیلات سلطانیه درشمال طبس شده است.

ب: فاز کشش دونین زیرین وکربونیفر: که در ولکانیک های ناحیه انارک می‌توان پیگیری کرد.

ج: فاز کشش پرمین _تریاس: که یک فاز دریفتی مهم است که بی تردید با شروع بازشدگی اقیانوس آلپی زاگرس مرتفع و کمربند اقیانوسی باریک درایران مرکزی همراه شده است. هیچ فاز کشش قبلی شواهدی از پوسته اقیانوسی ایجاد شده بر جای نگذاشته است. کوهزایی آسنتیک بعد از دوره آرامش که بین اینفرا کامبرین تا تریاس میانی وجود داشته است، رخ داده است.

۲-۲-۶- مزوزوئیک

درزمان پالئوزئیک پسین یا تریاس پیشین، صفحه ایران از عربستان جداشده و میان آن‌ها دریای تتیس جوان بوجود آمده است. صفحه ایران به سوی شمال به حرکت خود ادامه داده و در زمان تریاس میانی به صفحه توران رسیده است وبا آن جوش خورده است. به علت رخداد زمین ساختی سیمرین پیشین چرخه رسوبی تریاس پیشین ومیانی متوقف ودر زمان تریاس پسین به پایان رسیده است. این رخداد زمین ساختی به علت برخورد پایانی صفحه های توران و ایران به وجود آمده بود. گسل ها موجب ژرف تر شدن حوضه رسوبی در دوران تریاس پسین - ژوراسیک میانی بوده است و در آن نهشته های ضخیم تا ۴۰۰۰متر صورت گرفته است. این چرخه رسوبی در زمان ژوراسیک میانی به پایان رسیده است. وجود یک نبود چینه شناسی عمومی درون آشکوب باژوسین، دگرگونی منطقه ای در پهنه تربیت-ترود-همدان و گرانیت به سن ۱۶۵-۱۷۵ میلیون سال بازگوی رخداد زمین ساختی است که در ژوراسیک میانی (سیمرین پسین)وجود داشته است. در مرز میان ژوراسیک و کرتاسه، دریا پسروی کرده و از بخش بزرگی در جنوب البرز و ایران مرکزی بیرون رفته است. در زمان بارمین و آپسین، یک پیشروی گسترده و منطقه ای به وجود آمده که آهک های یکنواخت و اوربیتولین دار در سراسر ایران بازگوی آن هستند، در کرتاسه پسین گودی های درازی در ناحیه سنندج و اصفهان-همدان به وجود آمده که شاید به علت رانده شدن صفحه عربستان زیر صفحه ایران شکل گرفته باشند (Davoudzadeh et. al ،1981).

۲-۲-۷- سنوزوئیک

بی تردید در پایان دوران مزوزوئیک تمام پوسته اقیانوسی ما بین ایران و عربستان(در طی فرورانش) خورده شده است. مراحل جایگزینی افیولیتها و سنگهای دگرگونی همراه با آنهاو ملانژها با پوشیده شدن آنها توسط رخساره های رسوبی کم عمق دریایی بصورت دگرشیب پایان یافته است. احتمالا همگرایی بعدی در طی حرکات آلپی میانی تقریبا در زمان اوئوسن فوقانی در نتیجه ضخیم شدگی مداوم پوسته و بوجود آمدن کوهزایی اصلی رخ داده است. شروع فاز اول ریفت دریای سرخ مطابق با شروع بوجود آمدن حوضه آهکی دریایی الیگوسن فوقانی در ایران مرکزی است. مجوعه ترشیری نیز در ایران مرکزی دارای قاعده کنگلومرایی و ماسه ای است که بصورت ناپیوسته بر روی سنگ های قدیمی قرار می گیرد

کوه های بوجود آمده در حرکات کرتاسه فوقانی، حوضه های رسوبی با منشاآتشفشانی تا زمان اوئوسن را کنترل کردند. بنابراین بسیاری از اشکال فیزیوگرافیکی از این زمان به بعد متولد شده اند. بعد از رسوبات کربناته دریایی الیگو- میوسن ایران مرکزی، بطور ناگهانی شرایط قاره ای به طور وسیع در ایران مرکزی و البرز بوجود آمده و باقی مانده است. فعالیت های آتشفشانی اوئوسن تا زمان نئوژن و کواترنر ادامه داشته است. در طی حرکات میوسن فوقانی تمام ایران با واحد ها و تاریخ زمین ساختی متفاوت حرکات زمین ساختی اصلی را تحمل کرده است وبه طرز جالبی این حرکات با فاز دوم گسترش ریف دریای سرخ و عدن همراه می باشد(Berberian&King, 1981).

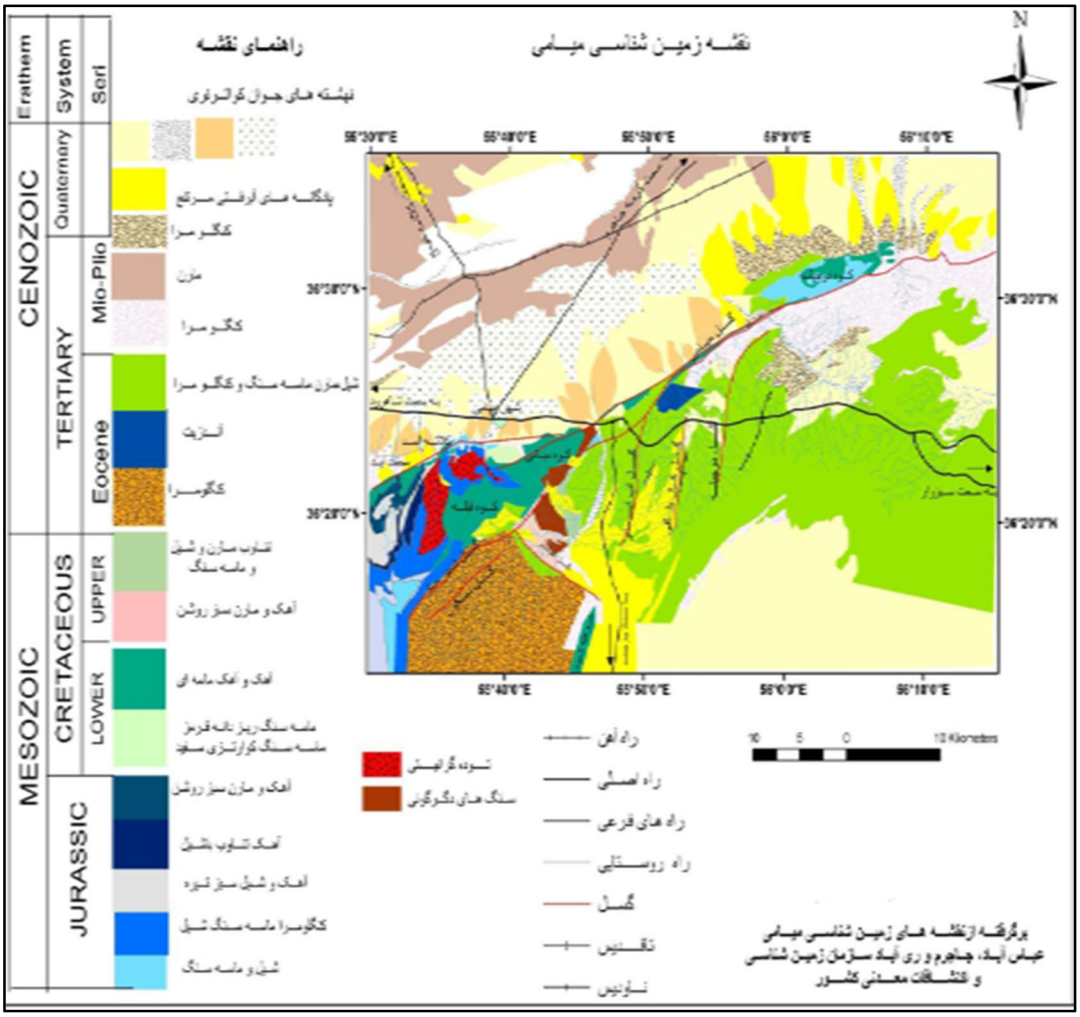
۲-۳- چینه شناسی

منطقه مورد مطالعه که قسمت زیادی از آن در ورقه یک صد هزارمیامی و قسمتی در جنوب ری آباد و همچنین شمال غرب عباس آباد و جنوب شرق جاجرم واقع شده است، در برگرنده ردیفی از سنگ های ژوراسیک و کرتاسه و حجم قابل توجهی از نهشت های رسوبی و آتشفشانی اوئوسن و

سرانجام نهشته های نئوژن و کواترنر می باشد. سه توده آذرین در میان سنگ های منطقه نفوذ کرده و باعث دگرگونی گرمایی آنها شده است. که به شرح مختصری از چینه شناسی آن می پردازیم.

۲-۳-۱- ژوراسیک

نهشته های ژوراسیک به طور عمده در جنوب خاوری شهر میامی رخنمون دارد ودر بخش هایی تحت تاثیر توده آذرین، دگرگونی مجاورتی را متحمل شده اند. واحدهای موجود درمنطقه به شرح زیر می باشد:



شکل۲-۳: نقشه زمین شناسی میامی برگرفته ازنقشه های زمین شناسی میامی(امینی چهرق،۱۳۸۰)، عباس آباد(خلعتبری،۱۳۷۸)، جاجرم(قریب،۱۳۸۲) و ری آباد(سلامتی،۱۳۸۲).(سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور).

۲-۳-۱-۱- واحد j^{sh}

این واحد با تناوب شیل و ماسه سنگ نازک لایه قهوه ای آغاز و به شیل مدادی (شکل ۲-۴) سبز تیره قهوه ای با میان لایه های شیل آهکی تبدیل می شود. ضخامت این واحد حدود۲۰۰ متر تخمین زده می شود(امینی چهرق،۱۳۸۱). واحد یاد شده در جنوب کلاته اسد رخنمون کاملی دارد و روی آن سنگ آهک متوسط تا نازک لایه با میان لایه های شیلی قهوه ای تیره و میان لایه هایی از سنگ و ماسه سنگ آهکی جای می گیرد. این واحد با ناپیوستگی روی کوارتزیت و میکا شیست قدیم با سن نامعلوم جای گرفته است.

شکل۲-۴: شیل های مدادی جنوب میامی(میربیگی،۱۳۹۲)

۲-۳-۱-۲- واحد j^{st}

این واحد ماسه سنگی آهکی، سنگ آهک ماسه ای تیره آغاز می شود و به یک سنگ آهک مارنی، آهک ماسه ای با رگه های فراوان کاسیت و در بعضی قسمت ها با میان لایه شیل سبز زیتونی خاتمه می یابد. ضخامت این واحد حدود۱۵۰ متر است این واحد با همبری تدریجی روی واحد j^{sh} نشسته است.

۲-۳-۱-۳- واحد j^{sc}

این واحد دارای گسترش قابل توجه است و از لایه های کنگلومرا در تناوب با ماسه سنگ و شیل تشکیل شده است و در بخش هایی تبدیل به یک ماسه سنگ سبز تیره ضخیم لایه می شود آن از ۳۵۰تا۵۰۰ متر (امینی چهرق) متغییر است. این واحد با ناپیوستگی هم شیب روی واحدjsl جای میگیرد و به گونه تدریجی به واحدjlsh تبدیل می شود.

۲-۳-۱-۴- واحد j^{tsh}

واحد یاد شده با نزدیک به ۱۸۰ متربه صورت یک واحد مشخص میان سایر واحد ها جای دارد و از یک سنگ آهک منظم لایه در تناوب با شیل خاکستری تیره پدید آمده است.

۲-۳-۱-۵- واحد j^{css}

این واحد با تناوب سنگ آهک نازک لایه و شیل سبز آغاز می شود و به تدریج تبدیل به شیل قهوه ای با میان لایه ماسه سنگ و سپس کنگلومرا با میان لایه ماسه سنگی تبدیل می شود که سرانجام کنگلومرای ضخیم لایه متوسط دانه با گسترش دانه با گسترش وضخامت قابل توجه بر روی توالی فوق قرار می‌گیرد.

۲-۳-۱-۶- واحد j^{ts}

این واحد جوانترین بخش ژوراسیک است و بدلیل نزدیکی با گسل میامی به شدت بهم ریخته است. واحد فوق متشکل از آهک مارنی سبز روشن با میان لایه های ماسه سنگ قرمز و قهوه ای می باشد شده است. که به تدریج به یک کنگلومرای قرمز و قهوه ای تبدیل می شود. آن از ۲۵۰متر تا۳۵۰ متر تغییر می کند و اغلب به صورت گسله در زیر آهک های اوربیتولین دار کرتاسه پایین جای می گیرد.

۲-۳-۲- کرتاسه

نهشته های کرتاسه در جنوب مامی با ضخامت قابل توجه، ستیغ قله های مرتفع منطقه را می سازد. نهشته های کرتاسه زیرین گسترش و ضخامتی بیش از رسوبات کرتاسه بالایی دارند واحد های گوناگون کرتاسه از پایین به بالا به شرح زیر است:

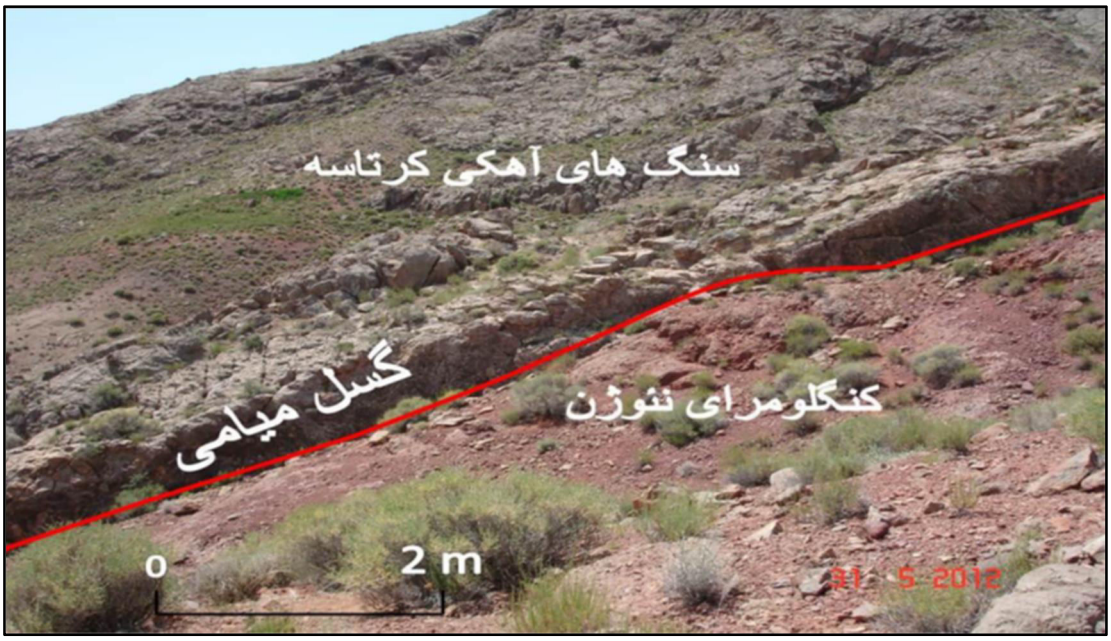
۲-۳-۲-۱- وحد k_1^{sc}

این واحددر واقع قاعده کرتاسه به شمار می رود و با یک میکروکنگلومرای زرد آجری به ضخامت۱۰ متر آغاز و سپس کنگلومرای قهوه ای(۱۰ متر) و میکروکنگلومرای زرد روشن (۲۰ متر)، ماسه سنگ آهکی زرد رنگ آجری با میان لایه سنگ آهک تیره فسیل دار(۹۰ متر) و تناوب ماسه سنگ آهکی و آهک ماسه ای فسیل دار(۱۰۰ متر) و سرانجام میکروکنگلومرای کوارتز فلدسپاتی سفید رنگ با قطعات اغلب کوارتز و فلدسپات و به ندرت ماسه سن تیره با گرد شدگی کم ادامه پیدا می کند سنگ آهک ضخیم لایه کرتاسه زیرین روی آن قرار می گیرد. بر روی هم حدود۲۰۰ متر ضخامت و با توجه به فسیل‌های " Pseudochooffatella sp، Neutiloculina oolithica، pseudocyclammina sp "سن کرتاسه زیرین (آپسین زیرین) برای آن مشخص شده است(امینی چهرق، ۱۳۸۰). این واحد درجنوب شهر میامی رخنمون دارد.

۲-۳-۲-۲- واحد k_1^{l}

آغاز این واحد با سنگ آهک مارنی خاکستری روشن نازک لایه (۲۰ متر) است که به سنگ آهک دانه شکری و متبلور زرد ضخیم لایه (۱۰۰متر) تبدیل می شود و سپس سنگ آهک مارنی سبز تیره نازک لایه(۲۵ متر) و آهک خاکستری تیره متبلور ضخیم لایه(۱۵۰متر) و آهک مارنی روشن (۱۵متر) و آهک و آهک ماسه ای خاکستری تیره حدود۱۵۰۰ متر بر روی آن می نشیند. با توجه به فسیل‌های " Orbitolina cf discolidea، Dictyoconus sp، Paeudocyclammina sp، Pseudolituohella sp Nezzazata sp، nautiloculina oolithica Lenticulina sp

cuneolina sp، iraqia، dictyoconus sp، pseudo choffatella " سن آن کرتاسه زیرین (آپسین-آلبین) تعیین شده است (امینی چهرق، ۱۳۸۰). این واحد گسترش قابل توجه ای در منطقه دارد و تشکیل دهنده ارتفاعات کوه قبله که در جنوب شهر میامی، کوه میامی که در جنوب شرق شهر میامی و سوختع کوه که در جنوب منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است، می باشد. همچنین ارتفاعات جنوب روستای محمدآباد و کلاته که ارتفاع آن نسبت به مناطق ذکر شده قبلی کمتر است هم از این جنس می باشد (شکل۲-۵).



شکل۲-۵: آهک های کرتاسه در مجاورت کنگلومرای نئوژن با کنتاکت گسلی (عکس روبه شرق در جنوب غرب کلاته اسد) میربیگی،۱۳۹۲)

۲-۳-۲-۳- واحد k_2^{sl}

این واحدبا ناپیوستگی هم شیب بر روی واحد قبلی قرار گرفته است و تناوبی از مارن و ماسه سنگ با آهک مارنی و آهک شیلی نازک لایه است ضخامت آن نزدیک ۱۵۰ متر بوده و با توجه به فسیل های "Calcisphaerula innominata، Pithonella ovalis، Stomiosphera spherica، Calcisphaerula innominate " سن آن را کرتاسه بالا در نظر گرفته شده است. این واحد رخنمون محدودی در شمال خوندر دارد.

۲-۳-۲-۴- واحد k_2^{lp}

این واحد بصورت تناوب ماسه سنگ و مارن سبز روشن نمایان می شود. ضخامت واحد معلوم نبوده وای حدود۴۰۰ متر تخمین زده می شود که فسیل های " Globotruncana Lapparenti، Hedbergella trochoidea، radiolaria، Stomiosphaera، Rotalipora sp" سن کرتاسه بالا را برای آن مشخص می کند (امینی چهرق، ۱۳۸۰). واحد یاد شده در دره زیدر در باختر مزرعه دجور رخنمون دارد که به واسطه فعالیت ها تکتونیکی و عملکرد گسل های موجود خرد شده و در مواقعی دگرگونی ضعیفی را متحمل شده است.

۲-۳-۲-۵- واحد k_2^{ms}

این واحد شامل مارن و شیل با لایه هایی از آهک ورقه ورقه و آهک متبلور و برشی شده است. با توجه به فسیل های" Globotruncana falsostuarti، Stuartifomis roslla fornicata، roita contusa Globotruncana، Stuartifomis" سن کرتاسه بالا (ماستریشتین بالایی) را برای آن در نظر می گیرند (امینی چهرق، ۱۳۸۰). این واحد در شمال شرق سوخته کوه و در زیدر و در خاور خوندر رخنمون دارد و وابستگی وارتباط آن با سایر واحدها تماما گسله است و تحت تاثیر تکتونیک شدید در بیشتر جاها خورد شده و دگرگون شده است. ستون چینه شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل(۶-۲) نشان داده شده است.

۲-۴- ائوسن

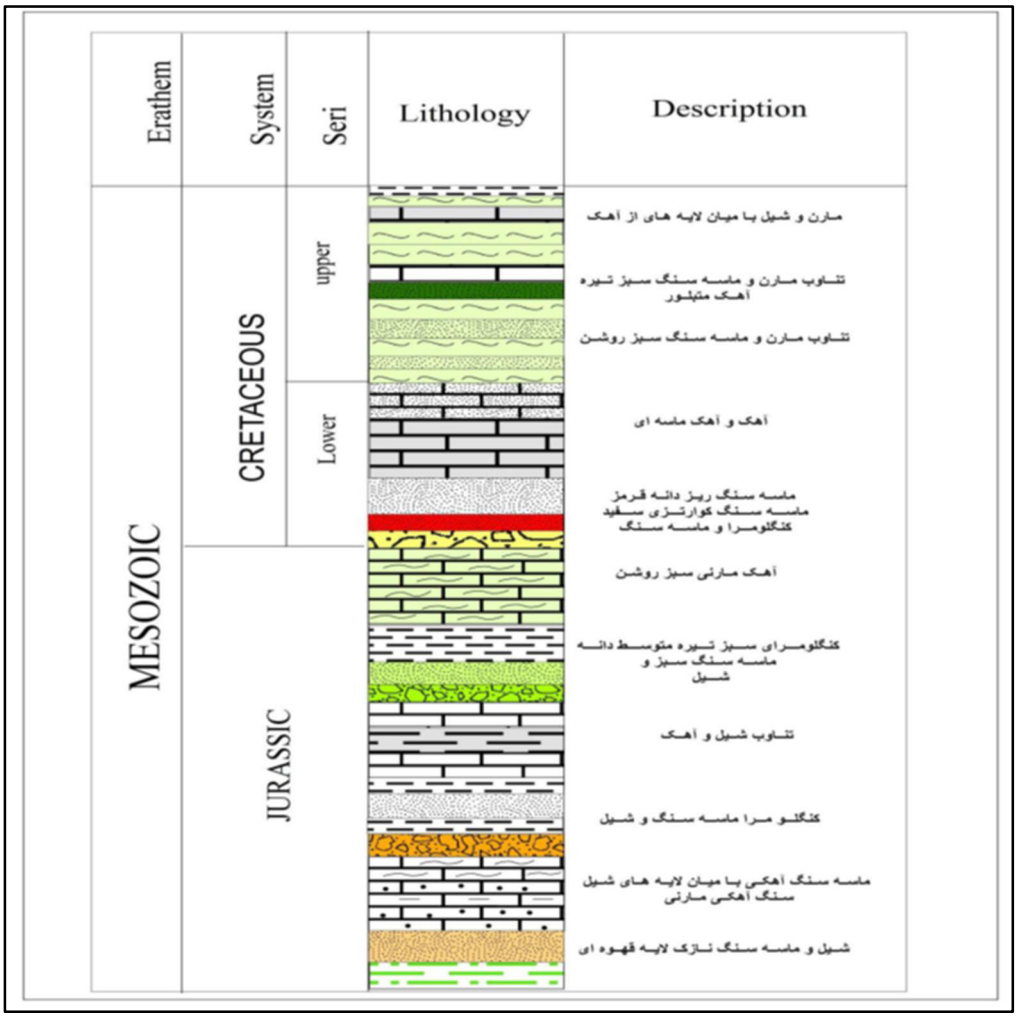
درمنطقه مورد مطالعه بیشترین واحدهای سنگی مربوط به واحدهای رسوبی ا ئوسن می باشد که امتداد شمال خاوری جنوب اختری ارتفاعات نه چندان بلند منطقه را ساخته اند سنگ های آتشفشانی اوئوسن زیرین در این منطقه رخنمون دارند.

اوئوسن زیرین متشکل از رسوبات کنگلومرایی، ماسه سنگی و مارنی گسترده ای است که در جنوب غرب منطقه رخنمون دارند بر اساس گزارش امینی چهرق (۱۳۸۰) شامل واحدهای کنگلومرایی قرمز

رنگ به ضخامت۳۵۰ متر که با سطح تماس گسله در کنار شیل آهک های کرتاسه قرار گرفته است، ماسه سنگ قرمز رنگ دانه درشت به ضخامت۳۰ متر و کنگلومرای خاکستری تیره به ضخامت حدود۴۵۰ متر می باشد. علاوه بر واحدهای ذکر شده مارن های اوئوسن زیرین هم در شمال خاوری منطقه رخمون دارند. رخساره های آتشفشانی اوئوسن نیز به صورت گدازه های آندزیتی به رنگ سبز زیتونی و ماسه سنگ و توف نازک لایه سبز و توف مارنی رخنمون دارد. واحدهای اوئوسن زیرین میانی در خاور آب آسمانو با یک واحد ماسه سنگ مارنی آغاز و با تناوب ماسه سنگ سبز تیره ادامه می یابد شامل لایه های ماسه ای به صورت برجسته می باشد که ضخامت آن حدود۲۵۰ متر است. یک لایه کنگلومرای آهکی فسیل دارسن اوئوسن زیرین میانی را نشان می دهد.

واحدهای سنگی اوئوسن بالای بیشتر در شمال شرق منطقه رخنمون دارند که متشکلاز واحد آندزیت پورفیری و روی آن یک کنگلومرای قرمز رنگ متوسط دانه با ضخامت۲۵۰ متر (امینی چهرق، ۱۳۸۰) می باشد. از واحدهای بالای اوئوسن که گسترش قابل ملاحظه در منطقه دارد آندزیت- بازالت قهوه ای و سبز رنگ است که در در اطراف دوچیله رخنمون دارد و ضخامت آن حدود۱۳۵۰ متر(امینی چهرق، ۱۳۸۰) می باشد.

شکل۲-۶: شیل وماسه سنگ اوئوسن (سه راهی بیارجمند، نگاه به سمت شرق) (میربیگی،۱۳۹۲)



شکل۲-۷: ستون چینه شناسی مزوزوئیک منطقه مورد مطالعه، (امینی چهرق، ۱۳۸۰) (بدون مقیاس)

۲-۴-۱- نئوژن

واحدهای نئوژن در منطقه مورد مطالعه بیشتر متشکلاز کنگلومرا هستند که نمونه ای از آن به صورت گسلی در مجاورت آهک های کرتاسه در شکل۲-۸ مشاهده می شود. این واحد در حاشیه گسل میامی به طور گسترده ای رخنمون دارد. علاوه بر آن در شمال باختر منطقه تناوب ماسه سنگ ریز دانه نیمه سخت شده مارن الوان قرمز رنگ و صورتی رخنمون دارد که به سازند قرمز بالایی شباهت زیادی دارند. نهشته های پلیو کواترنر نیز به صورت محدود در منطقه رخنمون دارند.

شکل۲-۸: کنگلومرای اوئوسن (دره زیدر جنوب شرق میامی) (میربیگی،۱۳۹۲)

۲-۴-۲- نهشته های کواترنر

واحد Q^{ht} از رسوبات کمتر سخت شده در حد قلوه سنگ و پاره سنگ و ریگ با میان لایه ای دانه ریزتر ماسه‌ای و رسی به وجود آمده که به صورت افقی قرار گرفته و از شیب توپوگرافی تبعیت می‌کند ضخامت آن۸۰ تا ۱۰۰ متر است (امینی چهرق، ۱۳۸۰). این واحد در شمال محمدآباد و کلاته اسد همچنین به صورت گسترده در شمال سوخته کوه رخنمون دارد. مخروط افکنه های مرتفع با رسوبات دانه درشت، قلوه سنگ وپاره سنگ و ریگ(Q^{hf}) در دامنه های شمالی و ارتفاعات اصلی منطقه در ابتدای دره‌ها دیده می شود. واحد(Q^{lt}) در دامنه شمالی پیشانی کوهستان منطقه در حد وسیعی وجود دارد که متشکلاز رسوبات سخت نشده با قطعات گرد شده در حد شن و ماسه است که از فرسایش سنگ های قدیمی تر است و بویژه آبرفت های قدیمی پدید آمده‌اند. رسوبات بادی(Q^{s}) در شمال منطقه برونزد دارد و شامل ماسه، لس و رس است که در اثر فعالیت بادبه اشکال هلالی و با رشته‌های موج مانند دیده می شود. کفه های رسی($Q^{c)}$) در شمال شهر میامی منطقه نسبتا

مسطحی را ایجاد کرده است. جوان ترین نهشته های کواترنری(Q^{al}) در کف و حاشیه رودخانه‌های منطقه به صورت ماسه سنگ های ریز و درشت و قطعه سنگ ها سیلابی در حال تشکیل می‌باشد.

۲-۴-۳- توده های نفوذی

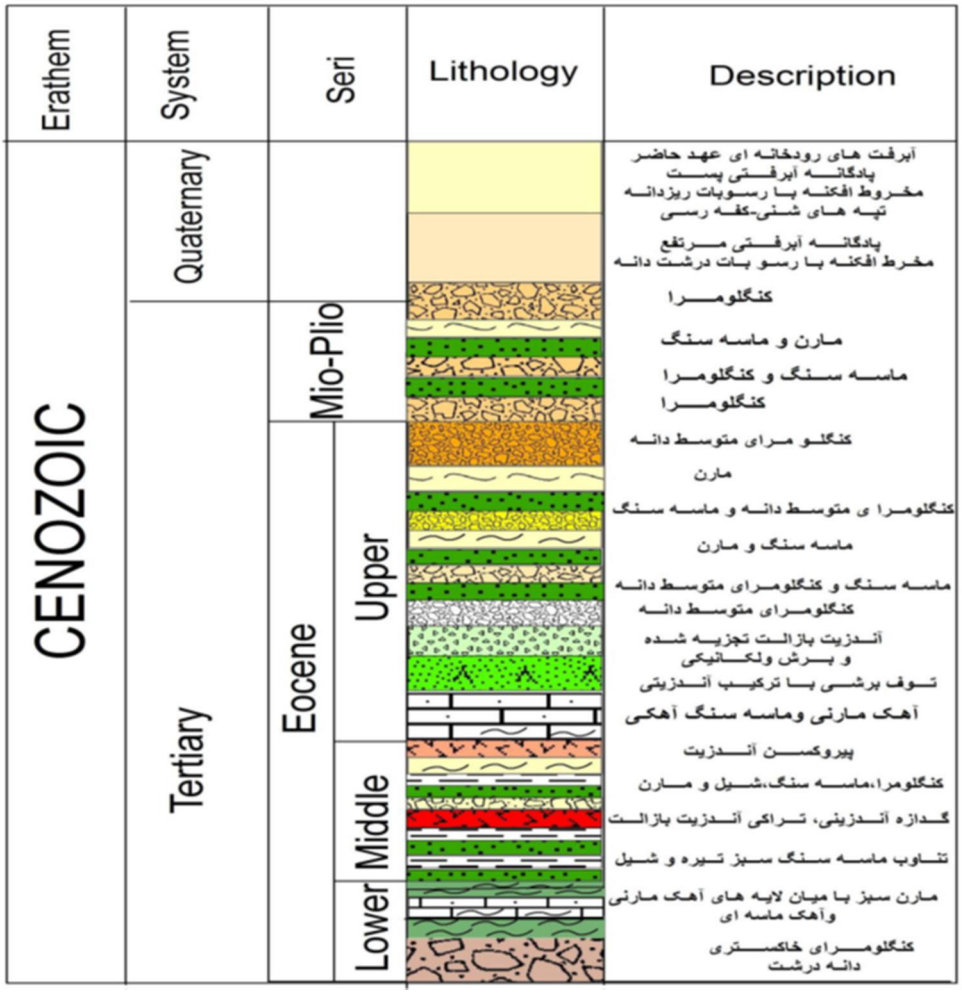
در منطقه مورد مطالعه توده های نفوذی رخنمون تقریبا معدودی در جنوب غربی میامی دارند که شامل گرانیت g1 و g2 می باشند که به طور اختصار شرح داده می شوند:

- گرانیت g1:

در نمونه دستی با رنگ ظاهری سفید روشن و بافت تمام بلورین مشخص هستند. طبق گزارش نقشه زمین شناسی میامی (امینی چهرق، ۱۳۸۰) سنگ های گرانیتی این واحد توسط لایه ای کنگلومرایی ژوراسیک پایانی پوشیده می شود ولی جوان ترین سنگ هایی که توسط توده بریده می شود در سطح زمین نمایان نیستند از این رو زمان جایگزینی این واحد نفوذی به پیش از ژوراسیک پایانی و به طور احتمالی به ژوراسیک میانی نسبت داده می شود(شکل۲-۱۰).

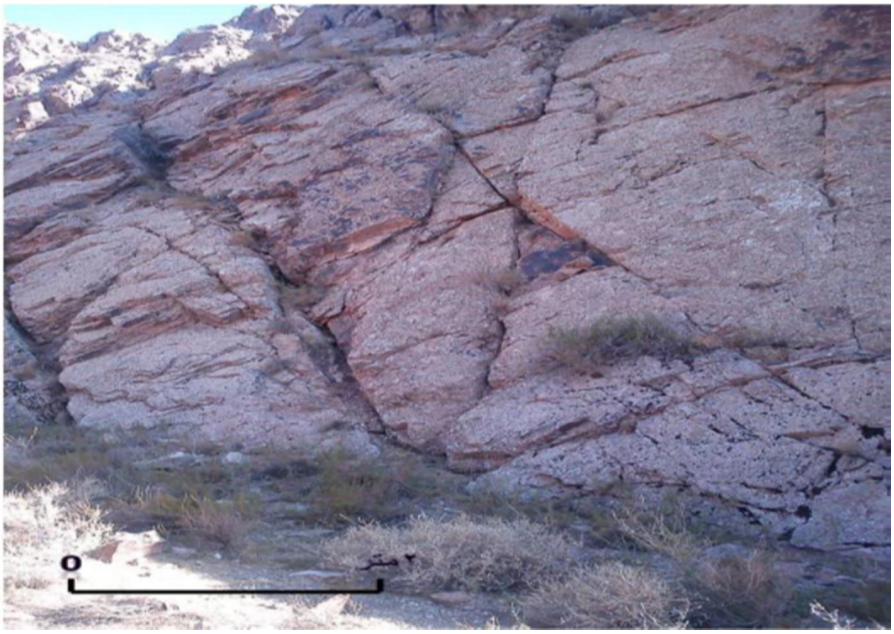
- گرانیت g2:

در نمونه دستی به رنگ صورتی و خاکستری تیره با بافت تمام بلورین مشخص بوده و از گرانیت های g1 کاملا متمایز هستند. طبق گزارش نقشه زمین شمناسی میامی (امینی چهرق، ۱۳۸۰) در اواخر ژوراسیک واحدهای سنگی منطقه تحت تاثیر این توده نفوذی قرار گرفته است (شکل۲-۱۱).



شکل۲-۹: ستون چینه شناسی سنوزوئیک منطقه مورد مطالعه (امینی چهرق، ۱۳۸۰)

شکل۲-۱۰: گرانیت g1، جنوب غرب میامی(میربیگی،۱۳۹۲)



شکل۲-۱۱گرانیت g2 جنوب غرب میامی (عکس رو به شرق) (میربیگی،۱۳۹۲)

۲-۴-۴- سنگ های دگرگونی

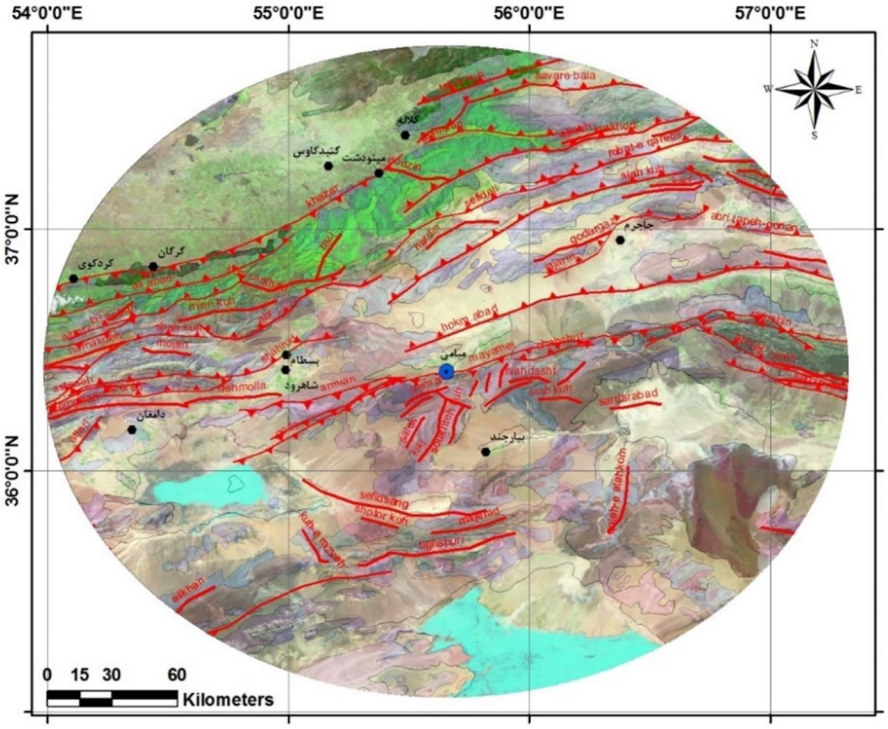
واحدهای سنگی دگرگونی به صورت محدودی در امتداد دره زیدر رخنمون دارد و به دلیل نزدیکی به گسل میامی خرد شده است. این واحد از یک سنگ آهک متبلور همراه با فیلیت و اسلیت پدید آمده است که رگچه های متعدد کلسیتی و سیلیسی مجموعه را قطع می نمایند (شکل۲-۱۲).

شکل۲-۱۲ گرانیت g2 جنوب غرب میامی (عکس رو به شرق) (میربیگی،۱۳۹۲)

فصل سوم: زمین شناسی ساختمانی

۳-۱- مقدمه

در این بخش با بهره‌گیری از تفسیر نگاره‌های هوایی، بررسی کتب، مقالات، گزارش‌ها و نقشه‌های موجود، گسل‌های منطقه و تا شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی بررسی شده‌اند. در این راستا ابتدا گسل‌های بنیادی که دارای درازای بیش از ۲۰ کیلومتر بوده و از توان لرزه‌زایی و جنبش قابل توجهی برخوردارند از اولویت خاص برخوردار بوده و مورد توجه بیشتر قرار گرفته‌اند. علاوه بر این، گسل‌های کواترنری که طولی کمتر از ۲۰ کیلومتر دارند به سبب اینکه در نزدیکی مراکز جمعیتی قرار داشته و ممکن است به سبب وقوع زمین‌لرزه‌هایی که در نزدیکی آن‌ها به وقوع می‌پیوندد، دچار لغزش و جابجایی شوند، به عنوان سرچشمه ریزلرزه‌ها در نظر گرفته شده است (شکل۳-۱). سپس با استفاده از داده های بدست آمده از مطالعه عکس های هوایی و ماهواره ای همراه با داده های حاصل از برداشت های میدانی تصویر واضح تری از گسل میامی و زیر شاخه های آن ترسیم شده است.



شکل۳-۱: نقشهٔ گسل‌های فعال محدود مورد مطالعه در گستره ای به شعاع ۱۵۰ کیلومتری از شهر میامی که بر اساس نقشه های ۱:۲۵۰۰۰۰ گنبد کاووس، سبزوار، کوه کورخود،گرگان، کاشمر، خارتوران ،جاجرم و ترود تهیه شده است(سال تهیه و تهیه کنندگان هر نقشه در قسمت منابع آمده است)

۳-۲- گسل های فعال[1]

مهم‌ترین عنصر زمین‌ساختی در بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی، گسل‌ها می‌باشند. گسل‌ها در واقع شکستگی‌های پوستهٔ جامد زمین هستند که در راستای آن‌ها جابجاشدگی نسبی روی می‌دهد. گسل-ها در واقع مهمترین فاکتور در ناپایداری یک منطقه هستند. بسیاری از گسل‌های شناخته شده، در طول سالیان دور جنبش داشته‌اند و ممکن است امروزه فعال نباشند در حالی‌که دسته‌ای دیگر از گسل‌ها در کواترنری نیز جنبش دارند (Berberian et al, 1996)

گسل‌های فعال تأثیر قابل توجهی بر روی ساختمان زمین و سازه‌های دست ساز بشر دارند. جنبهٔ فعال بودن گسل‌ها بسیار قابل اهمیت است، در واقع گسل‌هایی که آثار حرکت بیش از دو میلیون سال قبل آن‌ها قابل مشاهده است و از آن به بعد فعالیت نداشته‌اند، گسل‌های غیر فعال نامیده می‌شوند و در بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی اهمیتی ندارند.

گسل‌هایی که برخوردار از یک یا چند ویژگی زیر باشند، گسل فعال یا گسل‌هایی با توانایی جنبش به حساب می‌آیند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴).

- رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی (پیش از سدهٔ بیستم) در بخشی از گسل.

- کانون‌یابی زمین‌لرزه‌های بزرگ با خطای کم در نقطه‌ای از درازای گسل‌های راستالغز و یا در فرا دیوارهٔ گسل‌های معکوس و نرمال.

- داشتن دیوارهٔ گسلی فرسایش نیافته.

- داشتن ریزلرزه‌های زیاد که با شبکهٔ کامل و بستهٔ لرزه‌نگاری محلی با خطای کم در کانون‌یابی روی زمین و ژرفی و زمان‌گیری یکنواخت برداشت می‌شوند.

- داشتن همبستگی زمین‌ساختی به یک گسل شناخته شدهٔ جنبا.

1: Active Faults

گسل‌های فعال را می‌توان به سه گروه گسل‌های زمین‌لرزه‌ای[1]، گسل‌های کواترنری[2] و گسل‌های با احتمال جنبش در زمان کواترنر[3]، تقسیم بندی کرد.

گسل لرزه ای[4] نوعی دیگر از گسل‌های فعال می‌باشد و به گسل‌های پنهانی اطلاق می‌شود که باعث ایجاد زمین‌لرزه می‌شوند، ولی با گسیختگی سطحی همراه نیست. لرزه‌خیزی معیار شناخت این گسل‌ها می‌باشد (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲). از دیگر عناصر تکتونیکی، خطواره‌های مغناطیسی و جهت‌گیری محور طاقدیس‌ها و ناودیس‌ها می‌باشد. خطواره‌های مغناطیسی می‌تواند ما را در بررسی-های لرزه‌زمین‌ساختی و شناسایی گسل‌های پنهان و لرزه‌زا رهنمود کند، این عنصر تکتونیکی از نقشه-های ژئوفیزیک هوایی برداشت می‌شود. جهت‌گیری محور چین‌ها یک عنصر تکتونیکی متأثر در تحلیل تنش و تشخیص جهت استرس‌های وارده بر منطقه می‌باشد که در تفکیک ایالت‌های لرزه زمین-ساختی می‌تواند نقش تعیین کننده‌ای داشته باشد.

۳-۲-۱- گسل‌های کواترنری

گسل‌های کواترنر به گسل‌هایی اطلاق می‌شود که طی دو میلیون سال پیش جنبش دوباره داشته باشد. تشخیص این گروه از گسل‌ها بر پایه مشاهدهٔ جابجایی عوارض سطحی کواترنر است (Berberian, 1976).

گسیختگی‌های سطح زمین که در طی زمین‌لرزه‌های ۵۰۰ سالهٔ اخیر در مناطق مختلف ایران ایجاد شدند، در گروه گسل‌های زمین‌لرزه‌ای قرار می‌گیرند. بیشتر گسیختگی‌های شناسایی شده در طول گسل‌های فعالی روی داده‌اند که به کَرّات در طی زمان کواترنر جابه‌جا شده‌اند. این واقعیت گویای این مطلب است که این گسل‌های زمین‌لرزه‌ای، پتانسیل فعالیت مجدد در آینده را دارا می-باشند (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲).

1: Earthquake Fault
2: Quaternary Fault
3: Pre-Quaternary Fault
4: Seismic Fault

به نظر آقانباتی (۱۳۸۳)، بیشتر گسل‌های زمین‌لرزه‌ای شناخته شدهٔ ایران، طولی بیش از ۴۰ کیلومتر دارند و همهٔ آن‌ها با زلزله‌های مخرب با بزرگای بیشتر از ۷، همراه‌اند.

۳-۲-۱-۱- گسل ترود

در شمال ترود یک دسته گسل اصلی، بر ناحیه ترود- چاه شیرین اثر گذاشته‌اند. عمده‌ترین این گسل‌ها، گسل تـرود و دیگری گسل انجیلو است که در شمال گسل ترود قرار دارد. روند این گسل‌ها، N- 60- 70 E است و شیبی نزدیک به ۸۰ درجه به سمت جنوب دارند. هرچند روند این گسل‌ها روند کالدونی است، ولی هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، بر این باورند که این گسل‌ها، دست کم از کامبرین به بعد بر ناحیه اثر گذاشته‌اند.

عوارض سطحی مختلفی در بحث بررسی‌های ژئومورفولوژیکی وجود دارد که ما را در تشخیص گسل‌های کواترنری راهنمایی می‌کند. برای مثال می‌توان به ساخت‌های جوانی همچون افرازهای گسلی[1]، پادگانه‌های رودخانه‌ای، مخروط افکنه‌ها[2]، سطوح مثلثی شکل[3] واقع بر روی افراز گسلی و منطقهٔ جبههٔ کوهستان[4]، آبراهه‌های قطع شده، جابجاشدگی نهشته‌های کواترنر، توسط گسل‌ها، چین خوردگی و یا خمیدگی[5] نهشته‌های جوان، شیب بستر رودخانه‌ها در مقطع طولی، تغییرات گسترش بستر دره‌ها و... اشاره کرد (سلیمانی، ۱۳۷۹)

۳-۲-۱-۲- گسل آستانه

گسل آستانه برای نخستین بار در باختر روستای آستانه (در شمال باختری شهر دامغان) در مجاورت جادهٔ آستانه به فولادمحله به صورت دوگسل موازی در کنار هم و با ذکر نشانه‌هایی از برش

1: Fault Scarps
2: Alluvial Fans
3: Triangular Facets
4: Mountain Front
5: Tilting

چپ‌بر در رسوبات آبرفتی کواترنر با درازای حدود ۷۵ کیلومتر و با سازکار گسلی معکوس چپ‌بر شناسایی و معرفی شد (بربریان، ۱۳۶۳).

گسل آستانه در بیشتر درازای خود دست کم در دو خط گسل کم و بیش موازی و با فاصله ۱۵ تا نزدیک به ۵۰۰ متر به همراه شاخه‌های فرعی آن یک منطقهٔ گسلی به نسبت وسیع را می‌سازد که در امتداد آن دره‌ای به نسبت مسطح و پوشش قابل توجهی نهشته‌های کواترنری، شکل گرفته است (امیدی، ۱۳۸۰).

گسل آستانه یکی از گسل‌های نادر البرز کوه است که به سبب نزدیکی با مرز جنوبی البرز و وجود رسوبات آبرفتی کواترنر در کنار آن، به روشنی جنبش جوان کواترنر را نشان می‌دهد (بربریان و قریشی، ۱۳۶۷).

بخش اعظم گسل آستانه در فاصله بین آستانه تا فولاد محله روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری داشته و این روند به سمت جنوب باختری تا شمال شهمیرزاد ادامه می‌یابد. به سمت شمال خاوری، پس از عبور از آستانه، با تغییر روند به حالت تقریبی خاوری- باختری ادامه یافته، که به عنوان گسل طزره شناخته می‌شود (امیدی. ۱۳۸۰).

در قسمت جنوبی این گسل و با همان امتداد گسل دیگری نیز مشاهده می‌شود که گسل صبور نامگذاری شده است. در مورد آخرین جنبش این گسل داده‌ای در دسترس نیست اما دو زمین‌لرزهٔ زیر مهم‌ترین زمین‌لرزه‌هایی هستند که در پیرامون آن مکان‌یابی شده است:

- زمین‌لرزهٔ ۲۳ نوامبر ۱۹۹۵ با بزرگی Ms=4.5؛
- زمین‌لرزهٔ ۲۶ نوامبر ۱۹۸۶ با بزرگی Ms=4.6.

امکان دارد خرابی دژ فولاد محله، به سبب جنبش گسل آستانه رویداده باشد. همچنین ممکن است جنبش این گسل سبب رویداد زمین‌لرزهٔ ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی کومس با بزرگی Ms = 7.9 باشد (بربریان و قریشی، ۱۳۷۶).

در این مطالعه گسل آستانه با طولی برابر ۸۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است، که در صورت جنبش دوباره، این گسل می‌تواند زمین‌لرزه‌ای به بزرگی Ms=6.9 ایجاد نماید.

۳-۲-۱-۳- گسل بادله

این گسل که در بخش شمال استان سمنان واقع شده است، گسلی است با شیب رو به شمال و به موازات بخش خاوری گسل البرز که درازای آن به ۹۰ کیلومتر می‌رسد. فعالیت این گسل همراه با گسل البرز، سبب ایجاد فرازمین[1] بادله شده است. به گونه‌ای که از زمان تریاس بالایی این فرازمین از آب بیرون آمده است. این گسل به عنوان پس راندگی[2] گسل البرز هم تفسیر شده است (عباسی و همکاران، ۱۳۸۲).

گسل بادله یک گسل کم و بیش خاوری- باختری با شیب رو به شمال و سازوکار آن از نوع فشارشی است. بریده شدن نهشته‌های هولوسن در امتداد آن نشانگر فعالیت قطعی این گسل است. بخش‌هایی از این گسل با خطوارهٔ مغناطیسی F-40 همخوانی دارد.

هیچ داده لرزه‌ای دقیقی در مورد جنبش این گسل وجود ندارد ولی احتمال پیوند زمین‌لرزه‌های ۱۰ دسامبر ۱۹۶۷ میلادی با بزرگای Ms=5.7، ۲۳ فوریه ۱۹۷۲ میلادی با بزرگای Ms=5.5 و ۸ جولای ۱۹۸۵ میلادی با بزرگای Ms=5.5، با جنبش این گسل وجود دارد.

این گسل در صورت جنبش مجدد می تواند زلزله‌ای به بزرگای Ms=7 ایجاد کند.

۳-۲-۱-۴- گسل چهارباغ (میان‌کوه)

گسل چهارباغ گسلی است با راستای تقریبا خاوری- باختری و شیب به سوی شمال، که در نزدیکی مرز شمالی استان سمنان واقع شده است. این گسل در بخش باختری، ماسه سنگ‌های درشت دانهٔ سازند خوش ییلاق را در مقابل شیل و ماسه سنگ‌های سازند شمشک و در بخش خاوری

1: Hurst

2: Back-Thrust

(در محدودهٔ سیاه‌کوه) سنگ‌هایی به سن پرمین را (در قسمت شمالی) در مقابل سنگ‌های سازند خوش‌ییلاق (در بخش جنوبی) قرار داده است.

واقع شدن این گسل در زونی با لرزه‌خیزی بالا بر اهمیت شناخت فعالیت آن افزوده است و مرکز چند زمین‌لرزه زیر محتمل بر جنبش این گسل دانسته شده است:

- زمین‌لرزهٔ ۲۸ ژوئیه ۱۹۶۲ با بزرگی Ms=4.5؛
- زمین‌لرزهٔ ۸ ژوئیه ۱۹۶۲ با بزرگی Ms=4.9؛
- زمین‌لرزهٔ ۲۹ اکتبر ۱۹۸۵ با بزرگی Ms=5.5؛
- زمین‌لرزهٔ ۳۱ اکتبر ۱۹۹۰ با بزرگی Ms=5.3؛

گسل چهارباغ حدود ۷۰ کیلومتر درازا دارد و از فاصلهٔ حدود ۳۳ کیلومتری شمال باختر شاهرود می‌گذرد. در صورت جنبش دوبارهٔ آن انتظار رویداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی Ms=5.3 می‌رود (شیخ الاسلامی، ۱۳۹۳).

۳-۲-۱-۵- گسل دامغان

گسل دامغان از ۱۰ کیلومتری شمال شهر دامغان می‌گذرد و با برش نهشته‌های کواترنری، معرف یک گسل کواترنری است. نخستین بار به وسیلهٔ Krinsely(1970)، ۱۴/۵ کیلومتر از طول گسل مذکور مطالعه شد، و آن را نوعی گسل نرمال با شیب به سوی جنوب، همراه با فروافتادن بخش جنوبی دانست.

این گسل، یک گسل کواترنری و فعال می‌باشد که از شمال غرب شاهرود (ده‌ملا) به سمت غرب کشیده شده و تا فولادمحله ادامه دارد. در گزارش بربریان و همکاران (۱۳۷۵)، گسل دامغان با طول ۱۰۰ کیلومتر به دو بخش خاوری (از غرب ده ملا تا شمال دامغان) و باختری (از شمال دامغان تا گردنه آهوان) تقسیم گردید که به استناد رژیم زمین‌ساختی چیره در ایران سازوکار فشاری برای آن پیشنهاد شد.

خادمی(۱۳۷۶) در یک مطالعهٔ ساختاری بر روی بخشی از آن، این گسل را در سه قطعهٔ باختر رود چشمه علی با سازوکار معکوس تا راندگی، رود چشمه علی تا سیاه کوه با سازوکار معکوس با زاویه تند، و از سیاه کوه به سمت خاور با سازوکار عادی معرفی نموده است.

زمین‌لرزهٔ ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی با بزرگی Ms=7.9 احتمالا در پیوند با جنبش این گسل باشد که در گزارش‌ها آمده این زمین‌لرزه سبب رانش زمین شده و زمین لغزش‌هایی را در کوه‌های شمالی و همچنین در برخی نقاط شکاف‌های بزرگی در زمین ایجاد کرده است (Ambraseys, 1974). همچنین ممکن است زمین‌لرزهٔ ۹ ژانویه ۱۹۸۲ میلادی در اثر جنبش این گسل باشد.

۳-۲-۱-۶- گسل سرخان

گسل سرخان دارای روند شمال‌خاوری- جنوب‌خاوری است، که البته در بخش باختری مقداری به سمت شمال‌باختری تغییر مسیر می‌دهد. این گسل در مسیر خود از خاور به سمت باختر، به ترتیب، آهک‌های سازند خوش‌ییلاق، شیل‌های خاکستری و آهک‌های سازند مبارک و ماسه‌سنگ‌های پرمین سازند درود را بریده است (رمضی، ۱۳۸۷).

این گسل نیز در یک زون با لرزه‌خیزی بالا قرار گرفته است و احتمال پیوند زمین‌لرزه‌های زیر با جنبش این گسل وجود دارد:

- زمین‌لرزهٔ ۲ سپتامبر ۱۹۶۷ میلادی با بزرگی Ms=5؛
- زمین‌لرزهٔ ۲۹ اکتبر ۱۹۸۵ میلادی با بزرگی Ms=6؛
- زمین‌لرزهٔ ۹ ژوئیه ۱۹۹۳ میلادی با بزرگی Ms=4.6؛

گسل سرخان با درازای حدود ۴۵ کیلومتر از فاصلهٔ حدود ۳۳ کیلومتری شمال شاهرود می‌گذرد. در صورت جنبش دوباره آن می‌توان انتظار رویداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگی Ms=6.5 را نیز داشت.

۳-۲-۱-۷- گسل سفیدسنگ

گسل سفیدسنگ با راستای خاور، شمال خاوری- باختر، جنوب باختری، در بخش خاوری خود سنگ‌های ژوراسیک پایین را در مقابل رسوبات پرکامبرین قرار داده است و شاخه فرعی جنوبی آن نیز رسوبات پرکامبرین را در مقابل پادگانه‌های آبرفتی جوان قرار داده است. این گسل با طولی برابر ۴۲ کیلومتر در راستای خطوارهٔ مغناطیسی F-163 قرار می‌گیرد و در امتداد شمال خاوری آن گسل ماجراد با طولی برابر ۳۲ کیلومتر قرار دارد که هر دو از گسل‌های پهنهٔ کویر به حساب می‌آیند. از آخرین جنبش این گسل داده‌ای در دسترس نیست و زمین‌لرزه‌ای در اطراف آن مکان‌یابی نشده است. در صورت جنبش می‌تواند با زمین‌لرزه‌ای با بزرگی Ms=6.6 همراه باشد(شیخ الاسلامی، ۱۳۹۳).

۳-۲-۱-۸- گسل نکارمن

راندگی نکارمن با امتداد شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و با شیب به سمت شمال‌باختری در امتداد جنوب‌باختری گسل چهل‌دختر قرار دارد. این گسل با طولی برابر ۴۲ کیلومتر در ۱۲ کیلومتری شمال شهر بسطام واقع شده است و در تمام طول خود، شیل و ماسه‌سنگ‌های اردویسین و بازالت و آندزیت‌های سیلورین (در شمال باختر) بر روی پادگانه‌های آبرفتی و مخروط‌افکنه‌های جوان(در جنوب باختر) رانده شده‌اند.

این گسل در زونی با لرزه‌خیزی بالا قرار گرفته و زلزله‌های زیادی در اطراف آن مکان‌یابی شده است. ولی احتمالا زمین‌لرزه‌های ۲ ژانویه ۱۹۰۳ میلادی با بزرگی Ms=5، ۳ سپتامبر ۱۹۷۹ میلادی با بزرگی Ms=5.3 و زمین‌لرزهٔ اول آگوست ۱۹۸۴ میلادی با بزرگی Ms=5.3 در پیوند با جنبش این گسل باشد. راندگی نکارمن در صورت جنبش دوباره می‌تواند زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی Ms=6.6 ایجاد نماید (شیخ الاسلامی، ۱۳۹۳).

۳-۲-۱-۹- گسل نوکه

گسل فشاری نوکه با طول تقریبی ۳۰ کیلومتر و راستای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری در شمال کوه‌های نوکه (شمال‌خاوری سمنان) قرار گرفته است. این گسل دارای شیب به سمت جنوب‌خاوری بوده، که در بخش خاوری خود سنگ‌های تریاس- ژوراسیک و سنگ‌های آهکی- مارنی کرتاسهٔ بالایی کوه نوکه (در جنوب) را روی کنگلومرای میوسن- پلیوسن (در شمال) رانده و در بخش باختری، سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی اوئوسن را بریده است(شیخ الاسلامی، ۱۳۹۳).

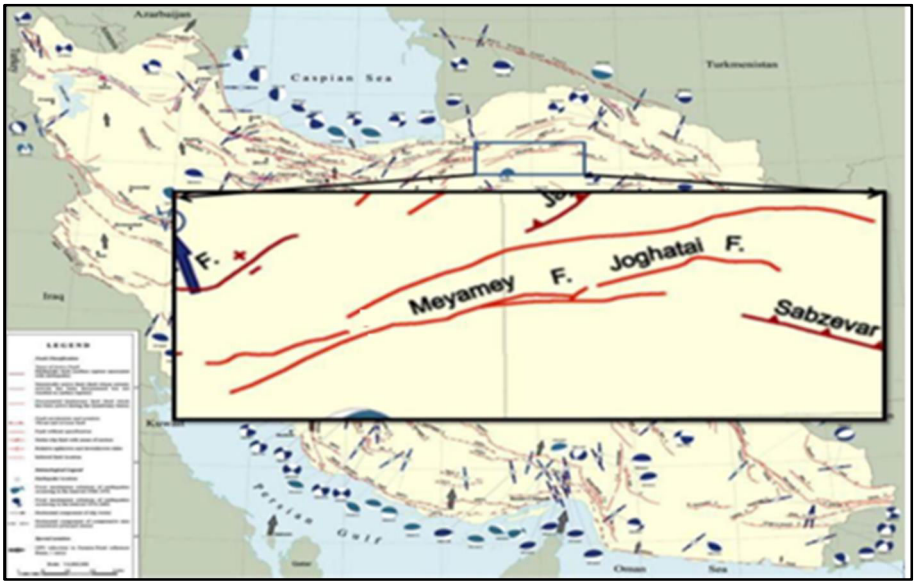
نبوی (۱۳۶۶) این گسل را به سمت جنوب‌باختری ادامه داده و با نام گسل سمنان، آن را جدا کنندهٔ پهنهٔ ساختاری البرز می‌داند. این گسل در فاصله ۵ کیلومتری شمال سمنان و ۸ کیلومتری جنوب مهدی‌شهر می‌گذرد. از آخرین جنبش این گسل داده‌ای در دسترس نیست ولی در صورت جنبش دوبارهٔ آن می‌توان انتظار رویداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی Ms=6.4 را داشت.

۳-۳- گسل فعال میامی و زیر شاخه های آن

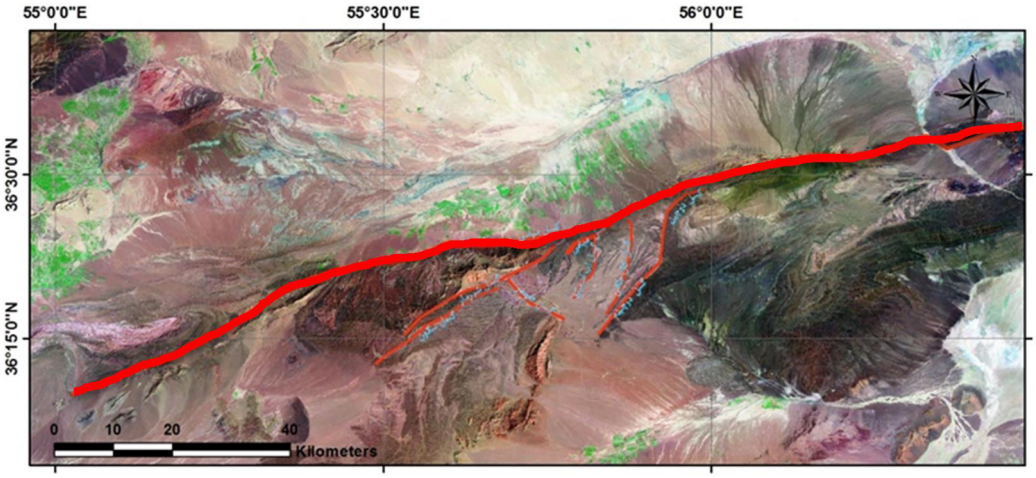
۳-۳-۱- گسل میامی

گسل میامی با راستای شمال خاوری جنوب باختری جدا کننده پهنه بینالود از ایران مرکزی است. حد خاوری آن فرورفتگی ناحیه تربت جام و ممکن است دنباله گسل هرات در افغانستان باشد(نبوی، ۱۳۵۵). مرز باختری این گسل در جنوب باختری شاهرود در زیر رسوبات عهد حاضر و کویر دامغان ناپدید می شود ولی ممکن است گسل عطاری در فاصله۱۰۰ کیلومتری ادامه باختری آن باشد. مرز شمالی این گسل بیشتر زمین های آبرفتی و کوهپایه ای است ولی مرز جنوبی آن جدا کننده آمیز های افیولیتی از واحد های دیگر است(آقانباتی، ۱۳۸۳). گسل میامی تا آخرین مراحل چین خوردگی آلپی در پلیوسن حالت راست بر داشته است Stampfli ،1978). شکل(۲-۳) موقعیت گسل میامی را در روی نقشه گسل های فعال ایران نشان می دهد و به دلیل نداشتن داده لرزه ای سازوکار دقیق آن مشخص نشده است. با توجه به برداشت های صحرایی که در ادامه این فصل خواهیم آورد و شواهد

موجود برخلاف آنچه تاکنون درباره سازوکار گسل میامی ذکر شده، چپ بر بودن گسل میامی محتمل تر است.



شکل۳-۲: موقعیت گسل میامی روی نقشه گسل های فعال ایران (حسامی، ۱۳۸۲)



شکل۳-۳: تصویر Landsat TM منطقه مورد مطالعه که گسل های مهم در آن مشخص شده اند

۳-۳-۲- گسل های فرعی منطقه

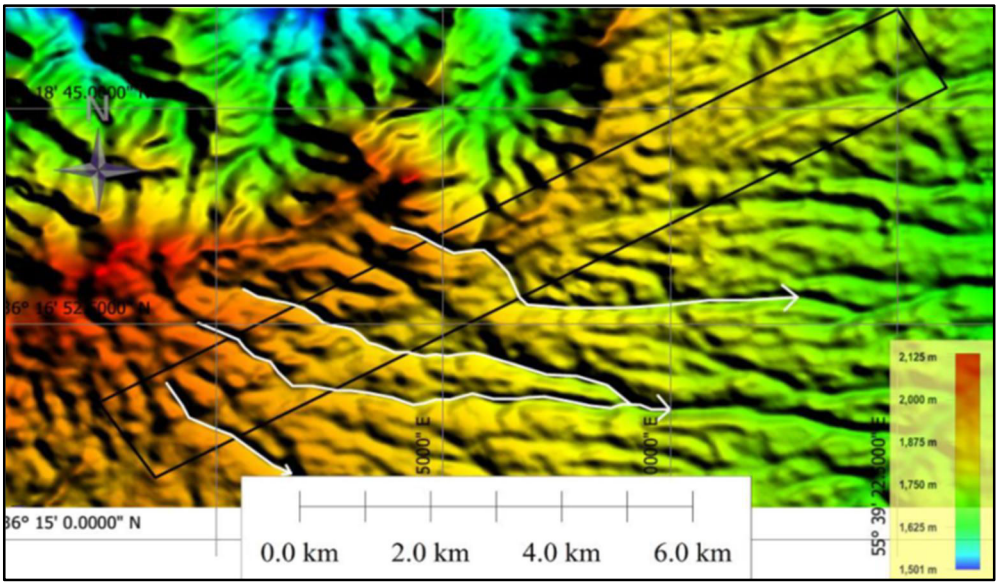
در این پژوهش محور اصلی مطالعه گسل میامی است اما در منطقه گسل های فرعی دیگری نیز وجود دارد که به طور مختصر مورد بررسی قرار می گیرد.

الف: گسل آب آسمانو و کال طاقی:

این دو گسل با روند شمال خاوری جنوب باختری در بخش میانی محدوده وجود دارند. این نوع شکستگی ها از گسل میامی منشعب شده اند. زاویه و موقعیت این گسل ها نسبت به سیستم برشی فشارشی حاکم بر قسمت میانی منطقه یک مولفه فشاری قوی در این گسل ها وجود دارد که در مطالعات صحرایی بدلیل فرسایش شدید و مورفولوژی سست و واریزه ای نشانه های دقیقی از آنها یافت نمی شود.

ب: گسل سکون:

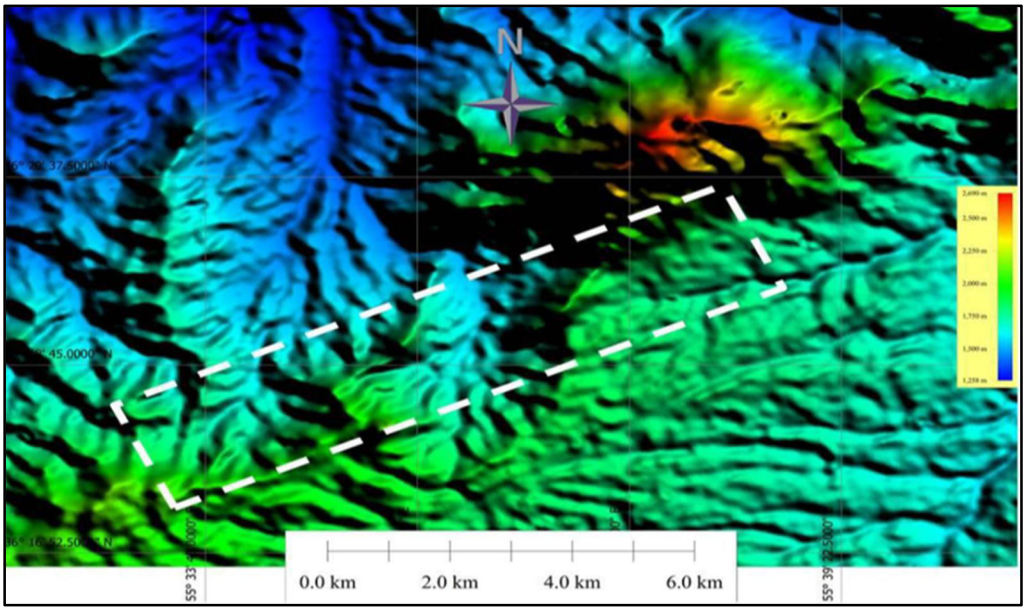
این گسل با روند شمال خاوری- جنوب باختری زاویه ای کوچک با گسل میامی می سازند و در شمار گسل های ریدل(R) گسل میامی قرار می گیرد. در نتیجه سازوکار آن همانند گسل میامی می باشد (شکل۳-۸). این گسل در ارتفاعات جنوبی میامی قرار گرفته و دسترسی به آن مشکلمی باشد. خطواره این گسل روی (شکل۳-۴) مشخص است و انحراف آبراهه ها نشان دهنده چپ بر بودن این گسل می باشند.



شکل۳-۴: خطواره گسل سکون که انحراف آبراهه ها کاملا مشخص است(برگرفته از تصویر ماهواره ای لندست)

پ: گسل شیرمار:

این گسل موازی گسل سکون و با فاصله تقریبا ۲ کیلومتری در غرب آن واقع شده و زاویه کوچکی با گسل میامی می سازد انتظار می رود که جزو گسل های ریدل(R) گسل میامی باشد و سازوکار مشابه گسل میامی داشته باشد (شکل۳-۵) و (شکل۳-۸).



شکل۳-۵: خطواره گسل شیر مال که دره های موجود در تصویر را قطع کرده است. (برگرفته از تصویر ماهواره ای لندست)

ت: گسل دوچیله:

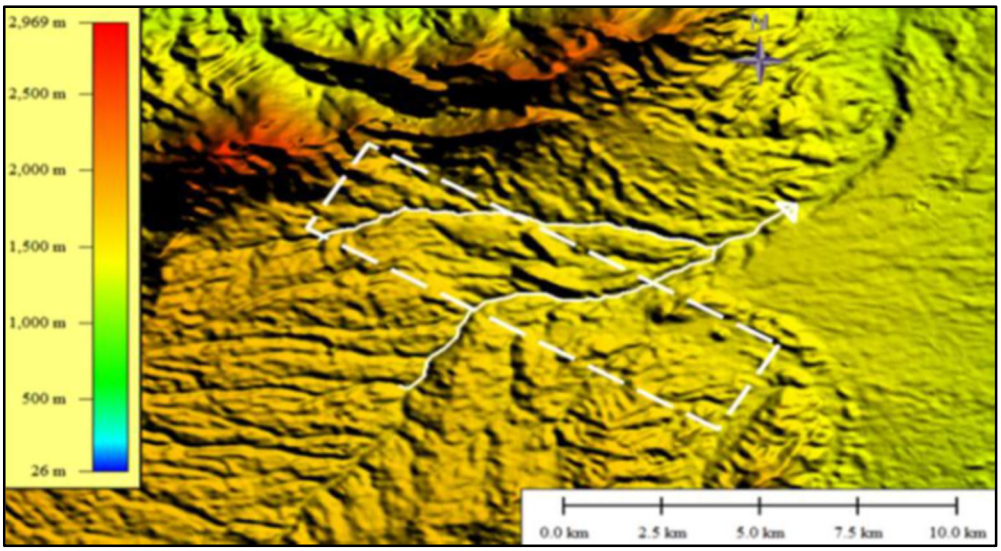
این گسل که در یال غربی ناودیس دوچیله قرار دارد یکی از گسل ها فرعی منطقه می باشد سازوکار این گسل معکوس راست بر می باشد (شکل۳-۶). با توجه به زاویه ای که با گسل میامی می سازد جزو گسل های ریدل (R´) می باشد(شکل۳-۸).

ث: گسل خوندر:

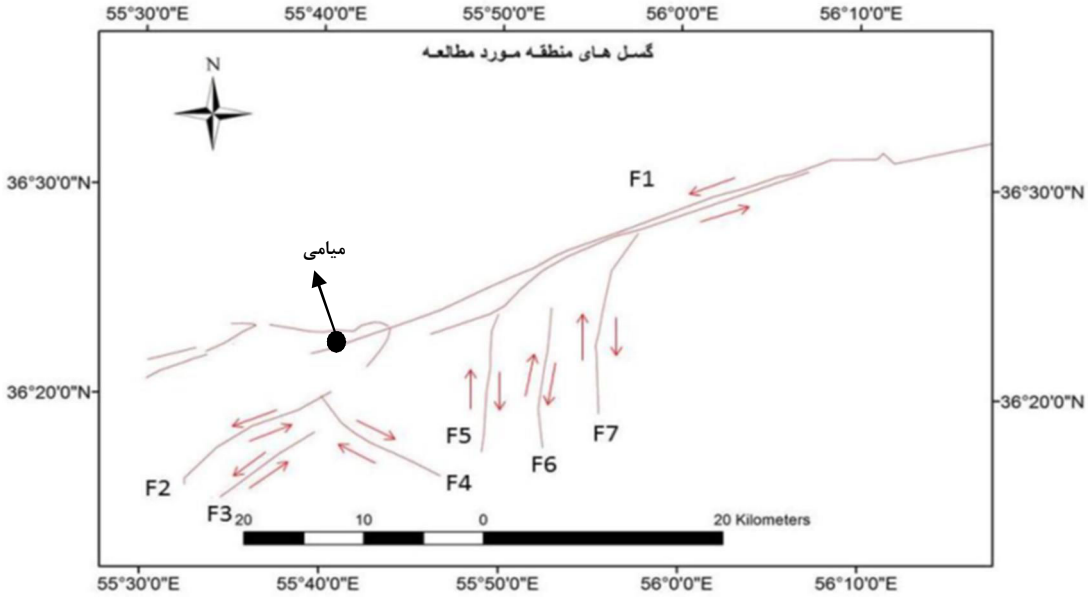
یکی دیگر از گسل های فرعی منطقه می باشد که در غرب جاده به سمت بیارجمند با روند شمال غرب جنوب شرق قرار دارد. این گسل جداکننده مارن و ماسه سنگ اوئوسن در جنوب و مارن و ماسه سنگ و آهک ماسه ای کرتاسه و آبرفت های کواترنری در شمال است. با توجه به این که واحدهای سنگی در هر دو سوی گسل فرسایش پذیر هستند پیدا کردن سطح گسل که دارای خش لغز مشخص

باشد مشکلاست. ولی با توجه به خطواره مشخص در شکل(۷-۳) و انحراف رودخانه به نظر می رسد مولفه امتداد لغز این گسل راست بر باشد.

شکل۳-۶: سطح گسل دوچیله در ۲۵ کیلومتری شرق میامی حاشیه جاده اصلی تهران-مشهد(60/280)



شکل۳-۷: خطواره گسل خوندر غرب جاده بیارجمند



شکل۳-۸: موقعیت شهر میامی و گسل های منطقه: F1: گسل میامی F2: گسل شیر مار F3: گسل سکون F4: گسل خوندرF5: گسل آب آسمانو F6: گسل کال طاقی F7: گسل دوچیله. (ترسیم مجدد نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی

۳-۴- پیمایش و برداشت صحرایی

گسل های امتداد لغز عموماً گسل های عمودی هستند و با برش افقی موجود در پوسته مطابقت دارند. اثر آنها روی سطح حتی اگر توپوگرافی بسیار پیچیده باشد، بیشتر به صورت خط راست در نقشه دیده می شود که دلیل آن زاویه تقریبا قائمه شیب گسل است و اینکه صفحات قائم اثرشان وابسته به شکل توپوگرافی نیست. جابه جایی در این نوع گسل به صورت راستگرد[1] یا چپگرد[2] می باشد و در ادامه، نیروهای افقی فشارش یا کشش مورب بر امتداد گسل اصلی که یا در روند مسیر تکامل گسل به وجود می آیند یا اینکه از ابتدا علاوه بر رژیم نیروی برشی افقی حاکم بر منطقه وجود داشته اند، به صورت مولفه های مورب لغز همراه حرکت راستگرد یا چپگرد غالب، همراه می شوند گاهی به یک گسل detachment کم شیب در عمق می رسند و گاهی در کل پوسته شکنا و تا مرز شکلپذیر نفوذ کرده و در آنجا خاتمه می یابد. نتیجه عملکرد این گسل‌ها باعث کاهش یا افزایش

1: dextral, right hand

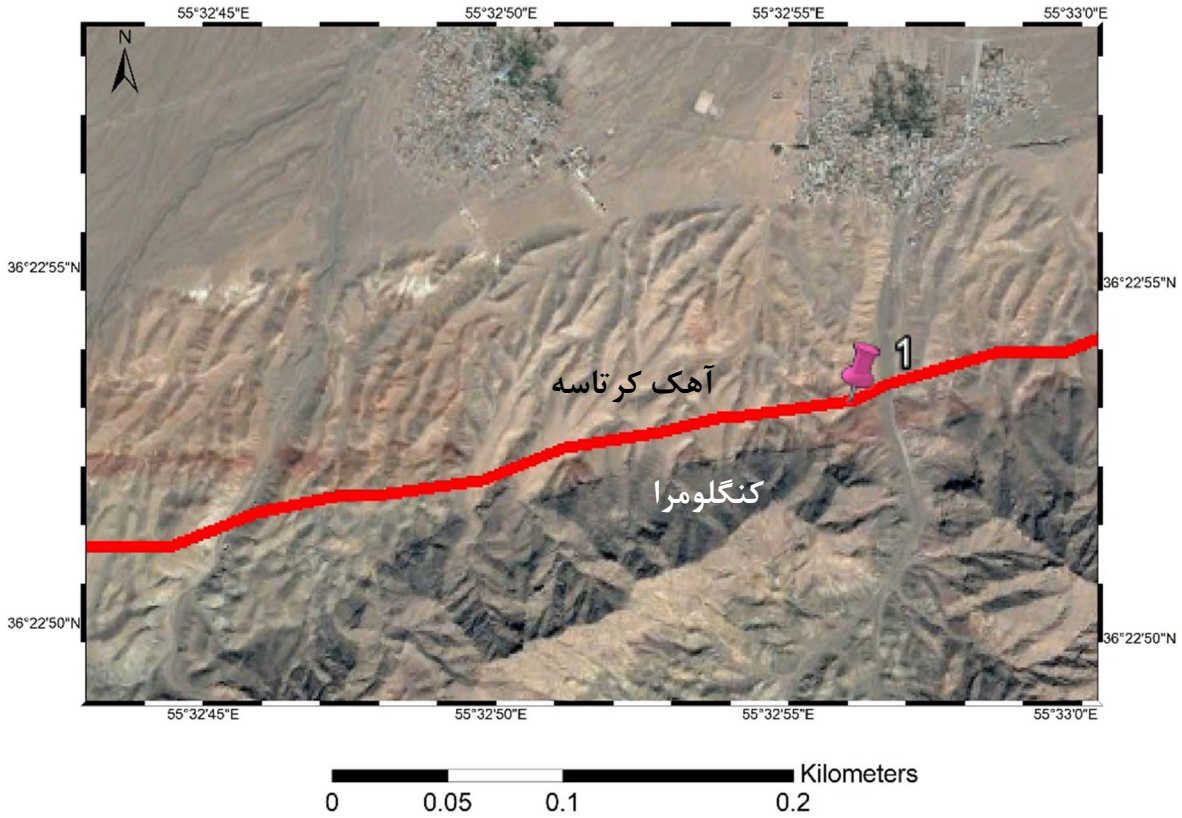
2: sinstral, left hand

پوسته زمین نمی شود در ادامه باید اشاره کرد که در طبیعت این گسل‌ها در همه مقیاس ها از مقیاس پوسته و مگاسکوپی گرفته تا میکروسکپی تشکیل می شوند و نمونه آن ها را هم در پوسته اقیانوسی (ترانسفورم ها) و هم در پوسته قاره ای (ترانسکارنت ها) می توان دید.

در این پژوهش پیمایش در راستای طولی گسل میامی صورت گرفته است که ایستگاههای پیمایش شده در شکل۳-۲۰ آمده است

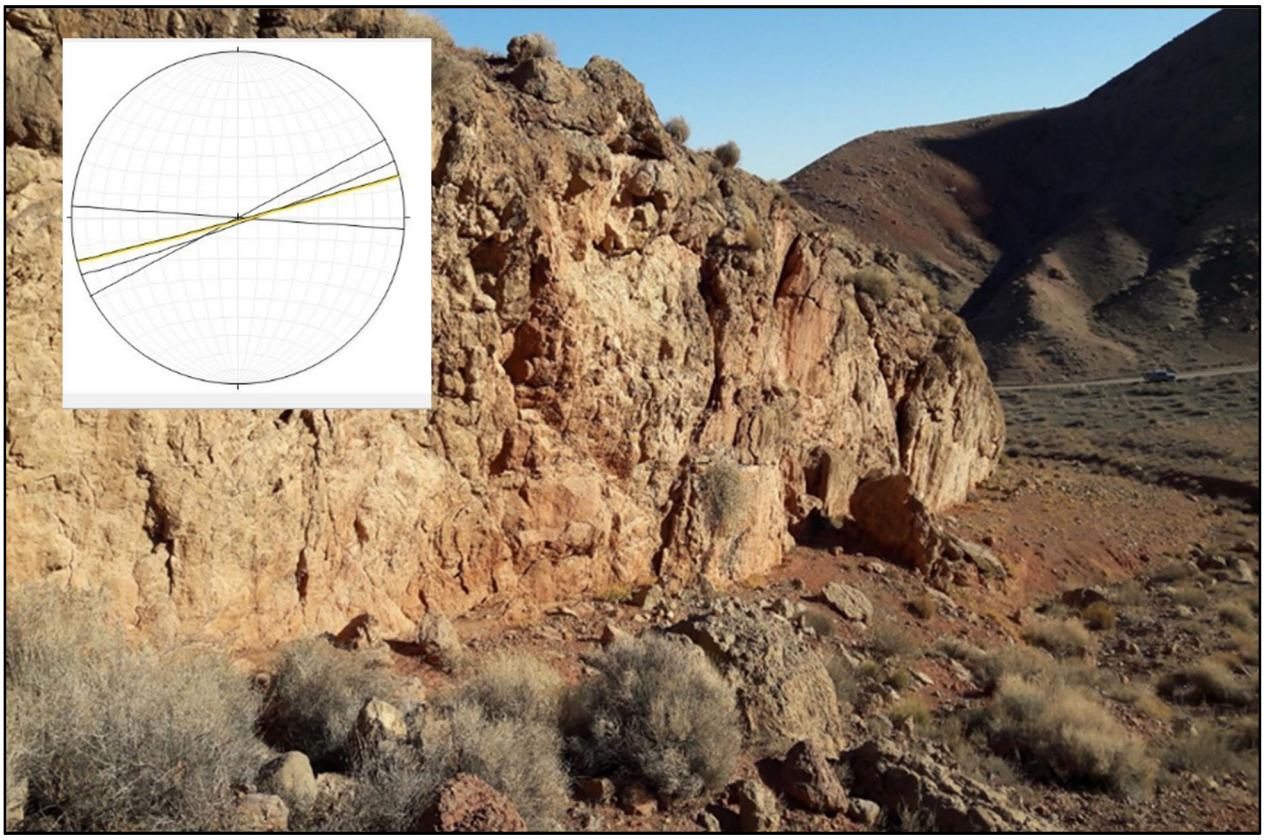
۳-۴-۱- ایستگاه شماره یک (جنوب محمد آباد)

این ایستگاه در حدود ۲۰ کیلومتری غرب میامی و یک کیلومتری جنوب روستای محمد اباد قرار دارد. این ایستگاه در تصویر شکل۳-۹ بر روی تصویر گوگل ارث مشخص گردیده که به وضوح در این تصویر ماهواره ای اثار گسل دیده می شود.



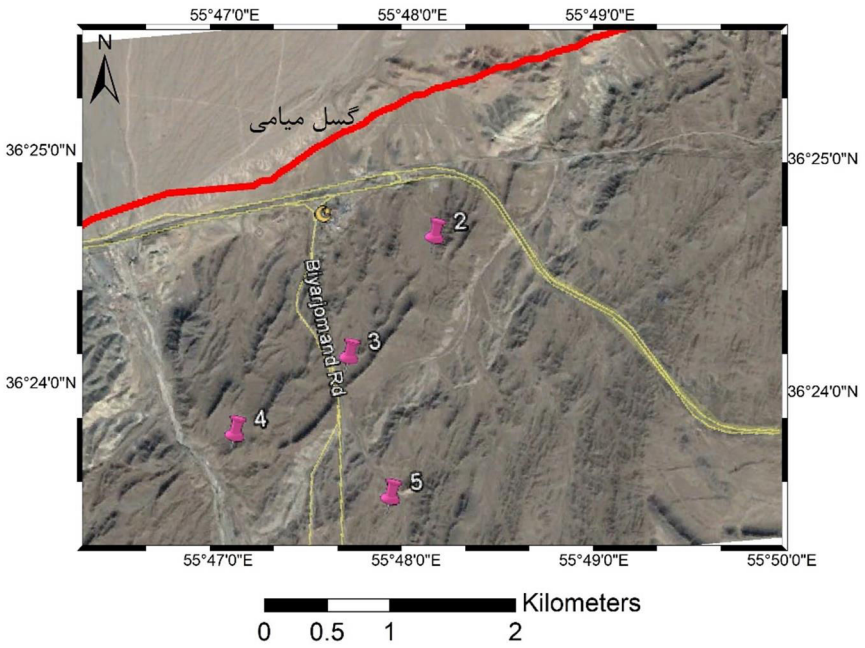
شکل۳-۹: ایستگاه شماره یک بر روی تصویر گوگل ارث

هم چنین در تصاویر زیر (شکل۳-۱۰ و شکل۳-۱۱) به وضوع مرز بین آهک کرتاسه (Kl1) و کنگلومرای میوسن (Ngc) به شکل پرتگاه گسلی دیده می‌شود. همچنین در تصاویر مشخصات هندسی برداشت شده بر روی استریونت و کنار تصویر درج گردیده است.



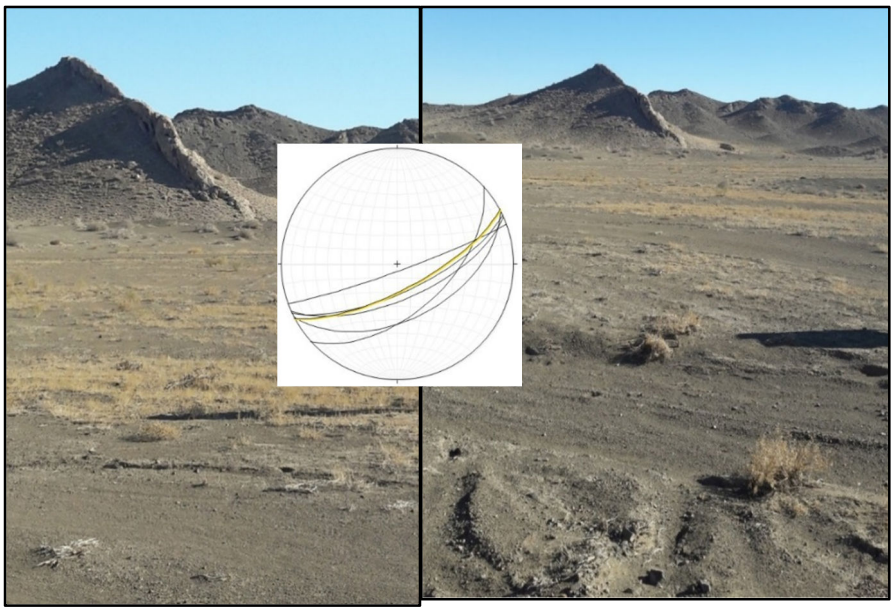
شکل۳-۱۰: مرز بین آهک کرتاسه (Kl1) و کنگلومرای میوسن (Ngc) به شکل پرتگاه گسلی- دید به سمت شمال شرق.(مختصات میانگین80/165)(سازوکار چپگرد معکوس)

۳-۴-۲- ایستگاه شماره دو، سه، چهار و پنج (سه راه بیارجمند) ایستگاه ها در حدود جنوب سه راه بیارجمند قرار دارد.



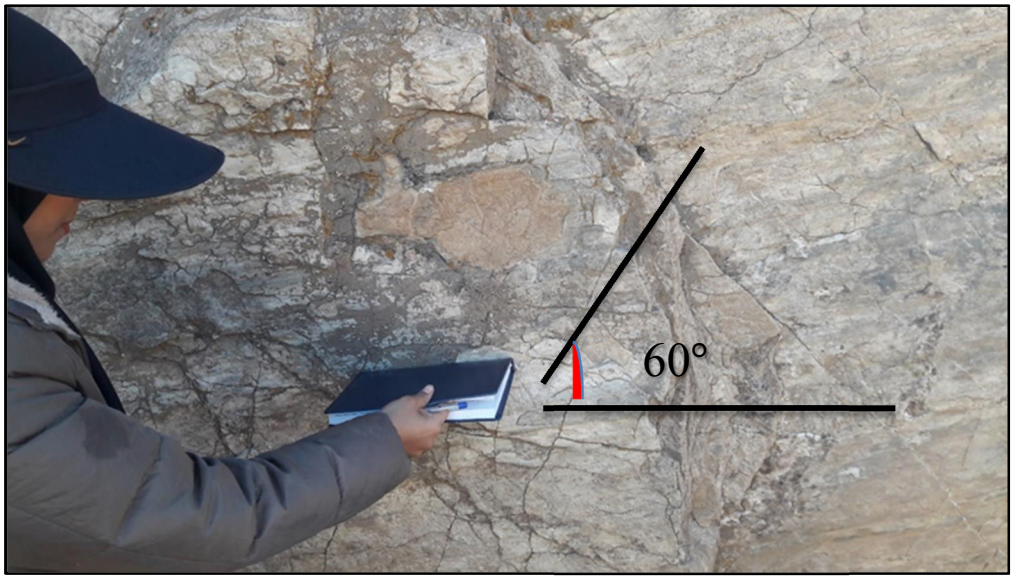
شکل۳-۱۱: موقعیت ایستگاههای برداشت شده در سه راه بیارجمند

این ایستگاه در تصویر شکل۳-۱۱ بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث مشخص گردیده که در این تصویر ماهواره ای اثار گسل دیده می شود.

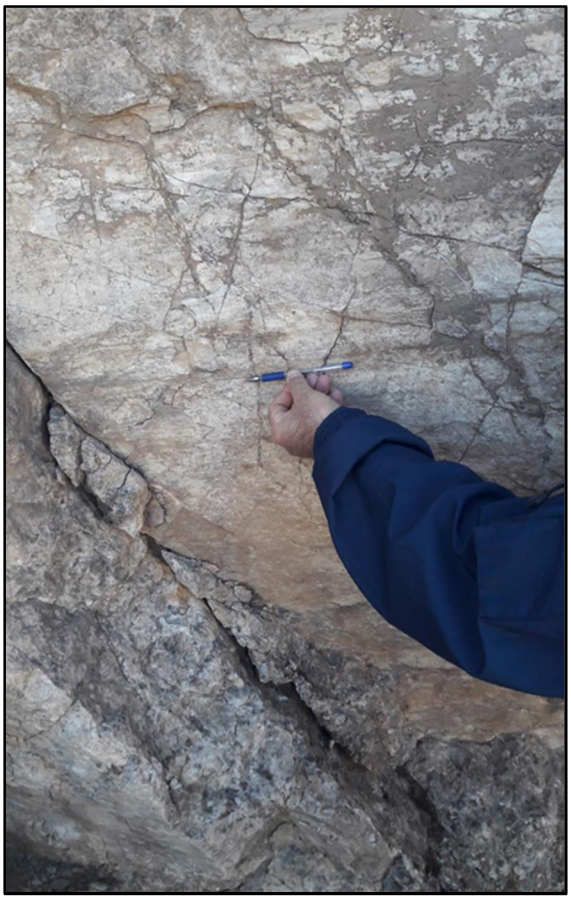


شکل۳-۱۲: تصویری از دیواره گسلی در ایستگاه ۲ همراه با تصویر استریونت مشخصات هندسی برداشت شده- دید به سمت شمال شرق.(مختصات

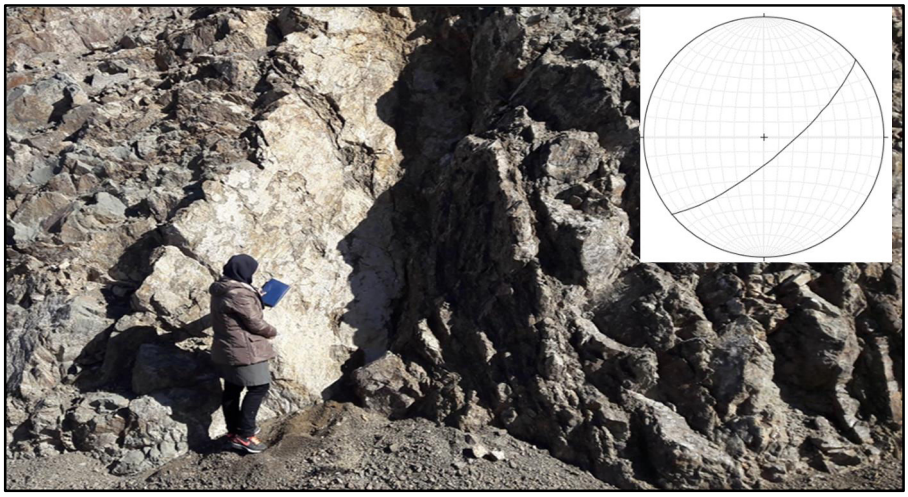
با توجه به خش لغز های موجود بر روی این صفحه گسلی با ریک ۱۳ درجه به نظر میرسد در این قسمت گسل سازوکار معکوس با مولفه راستگرد داشته باشد. شکل(۳-۱۴) و (۳-۱۵)



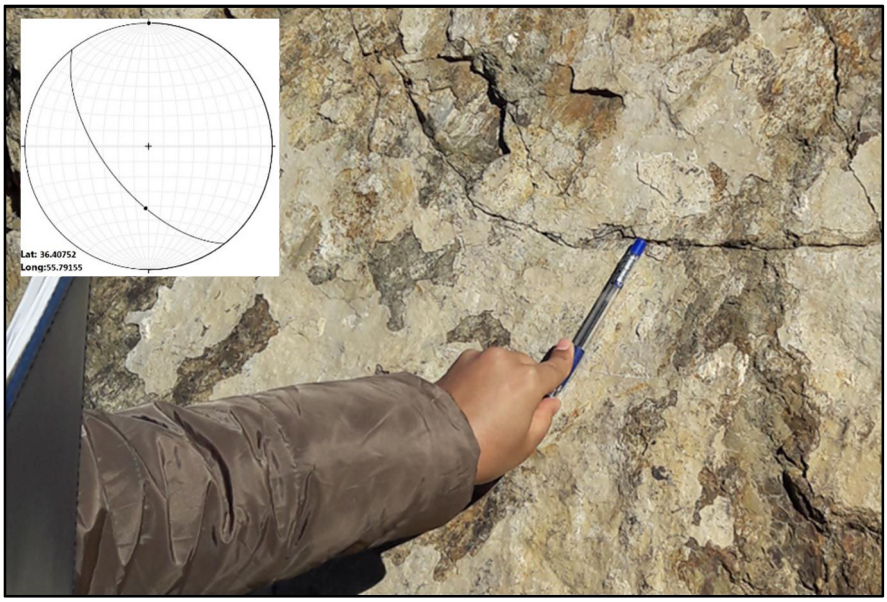
شکل۳-۱۳: حرکت فرو دیواره به سمت جنوب شرق



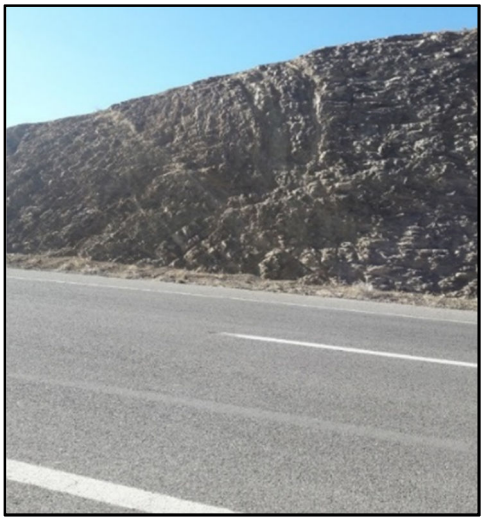
شکل۳-۱۴: خش لغز های روی فرادیواره که جاکی از حرکت چپگرد گسل است.

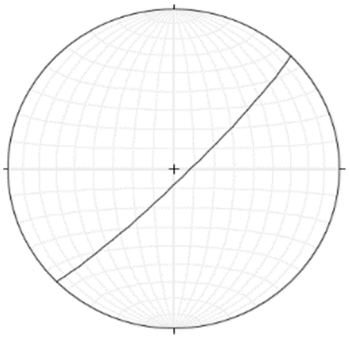


شکل۳-۱۵: برداشت مشخصات هندسی گسل – دید به سمت شمال شرق.(مختصات صفحه80/140)



شکل۳-۱۶: خش لغزهای ایستگاه چهارم .(مختصات صفحه75/230)(چپگرد معکوس)

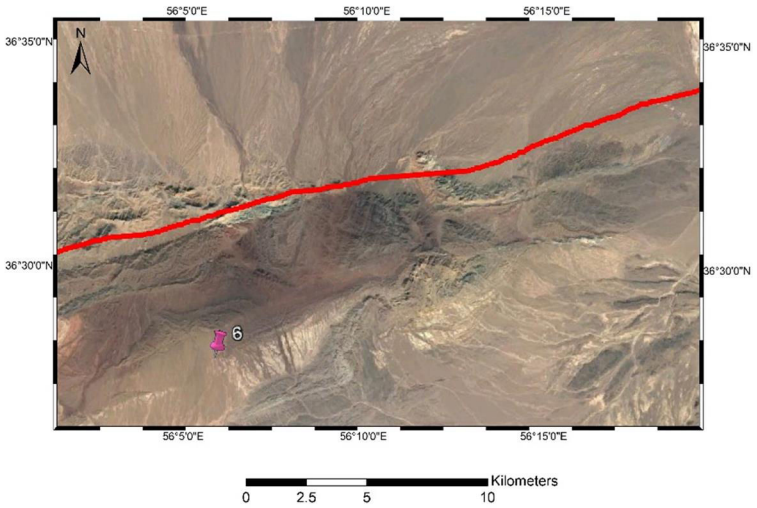




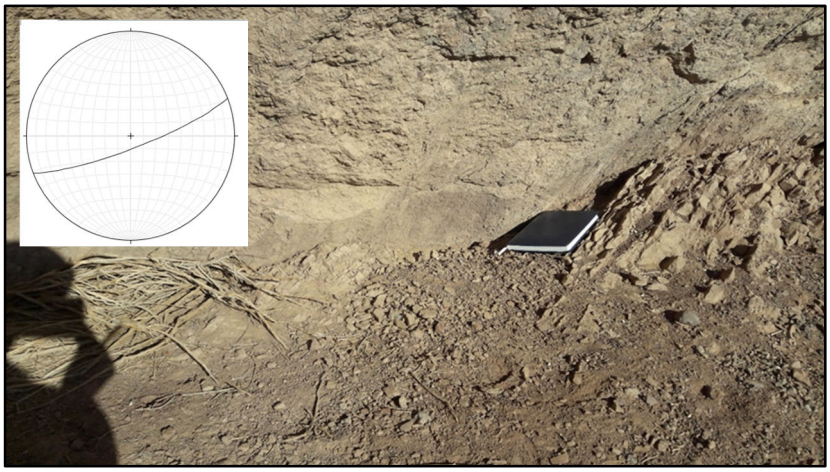
شکل۳-۱۸: گسل معکوس چپ بر است و مورب لغز در اثر حرکت صفحه روبه بالا باعث خمیدگی لایه ها در بلوک فرو دیواره شده است.(مختصات صفحه85/135)

۳-۴-۳- ایستگاه شماره شش (عباس آباد)

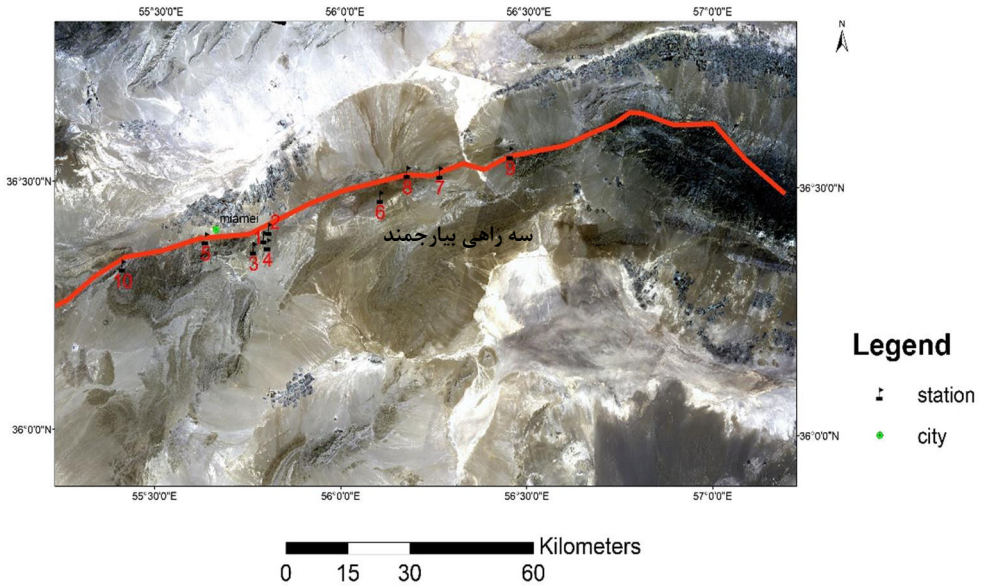
این ایستگاه ها در حدود شمال عباس آباد قرار دارد. این ایستگاه در تصویر شکل۳-۱۷ بر روی تصویر گوگل ارث مشخص گردیده که به وضوح در این تصویر ماهواره ای اثار گسل دیده می شود. در شکل۳-۲۰هم نمای کلی از کل ایستگاههای پیمایش شده طی عملیات صحرایی را نشان می‌دهد.



شکل۳-۱۷: موقعیت ایستگاه شماره شش



شکل۳-۱۹ اسکارپ گسلی در ایستگاه شماره ۶.مختصات صفحه(80/160)



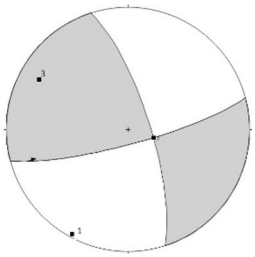
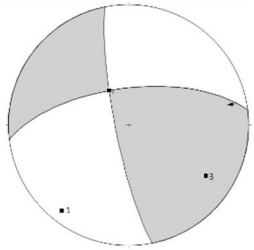
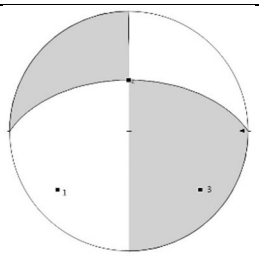
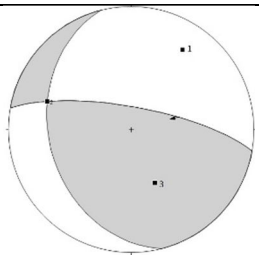
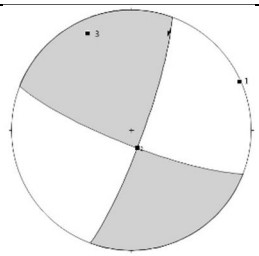
شکل۳-۲۰: ایستگاه های پیمایش شده در راستای گسل میامی

۳-۵- تحلیل تنش درمنطقه

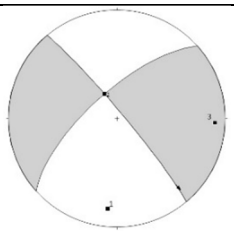
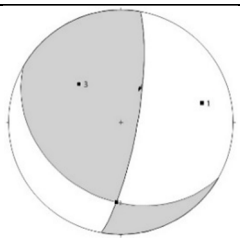
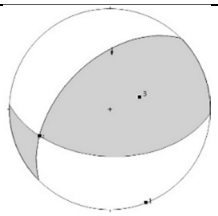
با توجه به توزیع هندسی عناصر ساختاری در منطقه و اندازه‌گیری‌های انجام شده بر روی این عناصر و مقایسه انواع مختلف آن می توان توزیع محورهای جنبشی را در بخش‌های مختلف منطقه به طور کلی به‌دست آورد. از جمله ساختارهایی که تنش های وارد شده را در خود ثبت می کنند گسل‌ها

می باشند. بنابراین با اندازه گیری های انجام شده بروی این عناصر می توان توزیع محورهای جنبشی را در منطقه بدست آورد.

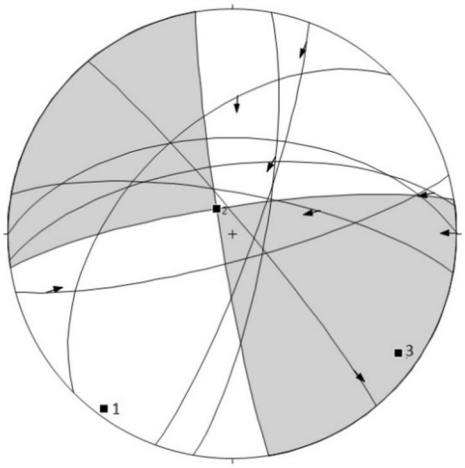
جدول (۳-۱) مشخصات تعدادی از گسل‌های برداشت‌شده در محدوده‌ی مطالعاتی در راستای ایستگاههای پیمایش شده روی گسل میامی

گسل	موقعیت هندسی	زاویه‌ی ریک لغزش	سیکلوگراف	سازوکار گسل
1	85/165	15		چپگرد معکوس
2	65/354	10		چپگرد معکوس
3	55/000	0		چپگرد
4	60/010	60		معکوس چپگرد
5	82/110	10		راستگرد معکوس

جدول (۳-۱) مشخصات تعدادی از گسل‌های برداشت‌شده در محدوده‌ی مطالعاتی در راستای ایستگاههای پیمایش شده روی گسل میامی

گسل	موقعیت هندسی	زاویه‌ی ریک لغزش	سیکلوگراف	سازوکار گسل
6	85/050	20		راستگرد نرمال
7	78/100	60		معکوس راستگرد
8	50/315	50		معکوس چپگرد

با توجه به استریوگرام گسلهای برداشت شده می توان اذعان کرد که راستای تنش ناحیه ای شمال شرق-جنوب غرب می باشد که در شکل زیر امده است.



شکل۳-۲۱)راستای تنش ناحیه ای منطقه مورد مطالعه (روند و پلانژ سیگما یک) ۲۱۰/۴ می باش

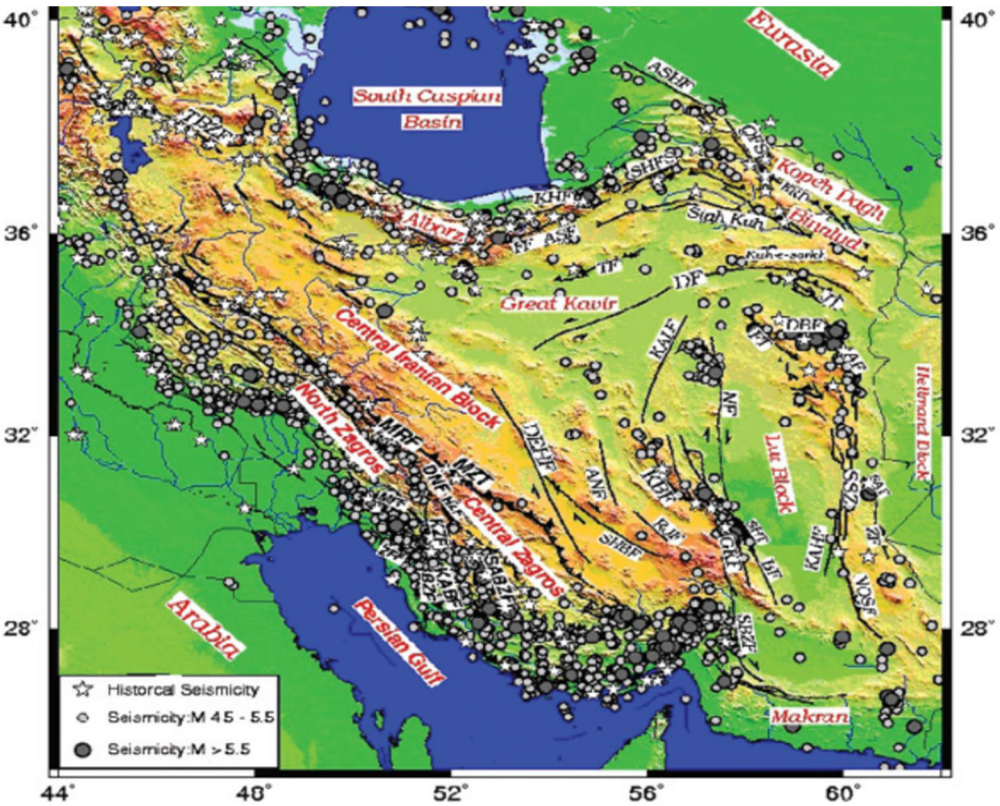
فصل چهارم: لرزه زمین ساخت

۴-۱- مقدمه

سرزمین ایران، به عنوان بخشی از زون فعال زمین ساختی آلپ – هیمالیا، طرح پیچیده‌ای از مجموعه پوسته ها، قطعات زمین ساخت و زون‌های متفاوت زمین ساختی است که از نگاه نو زمین ساختی و لرزه زمین ساختی، ویژگی‌های خاص دارد. شواهد گوناگون مانند زمین لرزه‌های امروزی، آتشفشان‌های نیمه فعال، سواحل بالا آمده تداوم بالا آمدن گنبدهای نمکی، گل فشان‌ها، پیدایش گسل‌های لرزه‌ای و...، نشانگر تغییر و تحول ژئودینامیکی کنونی پوسته ایران و عدم تعادل آن است. در یک نگاه کلی، از شمال به جنوب، می‌توان سه صفحه بزرگ در ایران را شناسایی کرد. صفحه شمالی، به عنوان لبه جنوبی صفحه توران، شامل چین‌های حاشیه‌ای کپه‌داغ و فرونشست خزر جنوبی است که پوسته بازالتی دارد. صفحه میانی که محدود به دو زمیندرز تتیس کهن در شمال و تتیس جوان در جنوب است، شامل موزاییکی از بلوک‌های بخش شمالی ابر قاره گندوانا است که رشته کوه‌های چین خورده البرز و پهنه‌های مختلف ایران مرکزی و خاور ایران را دربر دارد و سرانجام، ورق جنوبی، شامل واحد بزرگ‌تری از خشکی گندوانا است که لبه شمال خاوری سکوی عربستان را می‌سازد و بخش ایرانی آن، کوه های زاگرس نام دارد. جدا از صفحه‌های گفته شده باید به رشته کوه‌های مکران اشاره کرد که نوعی جدایش درون قاره‌ای در سکوی پالئوزوئیک ایران است که ویژگی زون‌های فرورانش کم شیب را دارند.

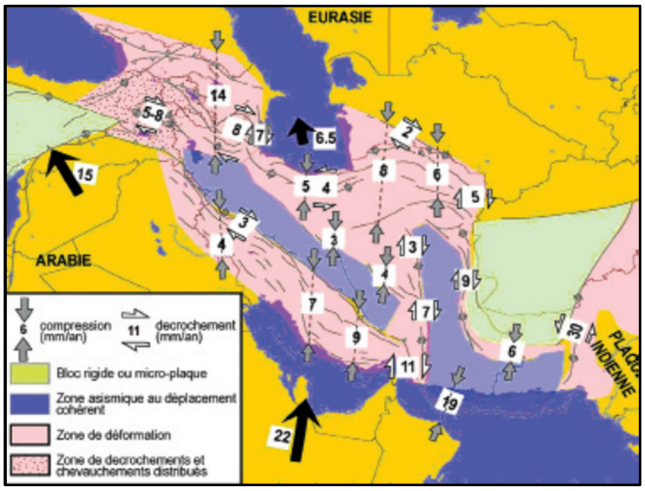
در حال حاضر، تنش‌های فشارشی ناشی از باز شدگی دریای سرخ و گسترش اقیانوس هند موجب حرکت و جابه‌جایی‌های نسبی متفاوت در پوسته ها و قطعات گوناگون قاره ای و اقیانوسی ایران می-شود و در نتیجه، فعالیت‌های جوان زمین ساختی و تغییرات و تاثیرات متقابل قطعات زمین‌ساختی بر-هم، که متاثر از ساختارهای حاصل از فازهای زمین‌ساختی کهن‌تر است، زمینه لرزه‌خیزی به نسبت بالای ایران فراهم می‌شود. در ایران، زمین‌لرزه‌ها به طور عمده حاصل همگرایی قطعات و زون‌های گوناگون است. افزون بر آن، حرکت در امتداد شکستگی‌های اساسی و همچنین محدود کننده و در

مواردی قطع کننده قطعات در لرزه‌زمین ساخت ایران نقش دارد. با توجه به داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی دو نوار لرزه‌خیز در ایران قابل شناسایی است. یکی نوارجنوبی (کوه‌های زاگرس) که روند شمال باختری – جنوب خاوری درد و دیگری، شمال ایران که شامل کوه‌های کپه‌داغ و البرز است. بین این دو نوار، از جنوب به شمال، زون سنندج – سیرجان از نظر لرزه‌خیزی به نسبت آرام است.



شکل۴-۱: نقشه عمومی لرزه خیزی کشور ایران-Tavakoli,F.,2007

نرخ کوتاه شدگی در بخش‌های مختلف ایران با استفاده از اندازه‌گیری‌های نرخ کوتاه‌شدگی در ایران از غرب به شرق رو به افزایش است (شکل۴-۲). در غرب کوتاه‌شدگی بر روی کوه‌های قفقاز زاگرس و البرز روی می‌دهد درحالی‌که بیشترین مقدار کوتاه‌شدگی در شرق در پهنه فرورانش مکران دیده می‌شود (Vernant et al., 2004)



شکل۴-۲: نرخ کوتاه¬شدگی در بخش¬های مختلف ایران(vernant, 2004)

بازشدگی دریای سرخ(۱/۵ تا۲ سانتیمتر در سال) و حرکت صفحه آفریقا- عربستان در راستای شمال و یا شمال- شمال خاوری و همچنین حرکت صفحه هند در راستای شمال یا شمال- باختری عامل فراوانی زمین لرزه‌ها در ایران است. چنین حرکت‌هایی که با دگرشکلی، شکستگی، فرورانش و برخورد صفحه‌های کوچک و قطعات گوناگون ایران همراه است، سبب می‌شود تا توان لرزه‌خیزی ایران بالا باشد که زمین لرزه‌های بزرگ سده بیستم آن جمله است.

۴-۲- ایالت های لرزه زمین ساختی ایران

Bune(1979) ایالت های لرزه زمین ساختی را با سه شرط تعریف کرده اند:

۱- هر منطقه از نظر روند لرزه خیزی، بیشینه ژرفای کانونی و سازوکار ژرفی زمین لرزه‌ها تا حد ممکن همگن باشد.

۲- پارامترهای لرزه خیزیλ و β(ضریب لرزه خیزی و آهنگ رویداد سالیانه) در یک منطقه را بتوان ثابت در نظر گرفت.

۳- زمین لرزه‌های روی داده در مناطق مختلف، از تطابق خوبی برخوردار باشند.

در این فصل با گردآوری فهرست زمین‌لرزه‌های رویداده در شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی به تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در گستره‌ی مورد مطالعه اقدام گردیده است. بر اساس اطلاعات کسب شده از زمین‌لرزه‌ها، ویژگی‌های آماری لرزه‌خیزی و پارامترهای لرزه‌خیزی، با استفاده از روش‌های مناسب آماری تعیین می‌گردد. به این منظور ابتدا لازم است تا داده‌های گردآوری شده تکمیل و پردازش گردند. پردازش داده‌ها بر مبنای پیروی رویداد زمین‌لرزه‌ها از فرآیند پوآسونی (Poisson Process) است که این فرضیه از مقبولیت بالایی در علم لرزه‌شناختی برخوردار می‌باشد. براساس فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگای آن‌ها که بر مبنای روابط مختلف گوتنبرگ- ریشتر بیان می‌گردد و استفاده از روش‌های مختلف آماری، ضرائب ثابت رابطه گوتنبرگ-ریشتر که شامل پارامترهای لرزه‌خیزی است و همچنین حداکثر بزرگای محتمل (M_{max}) و دوره بازگشت زلزله‌ها در بازه‌های زمانی متفاوت با استفاده از روش‌های مناسب محاسبه می‌گردد.

۴-۳- بزرگای زلزله و انواع بزرگا

بزرگای زمین‌لرزه شامل کل انرژی آزاد شده از کانون زلزله است (پورکرمانی و آرین، ۱۳۷۶) که یک مقیاس کمی بر اساس اطلاعات دستگاهی می‌باشد. اندازه‌گیری کمی از نیروی زمین‌لرزه توسط بزرگای آن مشخص می‌گردد، به همین خاطر امکان تعیین کل انرژی رها شده از یک زمین‌لرزه در مکان خاص میسر می‌گردد. این در حالی است که شدت یک زمین‌لرزه بر مبنای مشاهده و توصیف میزان خرابی‌های آن تعیین شده و اغلب مبنای کار پژوهشگرانی قرار می‌گیرد که به بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی به وقوع پیوسته پیش از نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری می‌پردازند.

بزرگا، یکی از پارامترهای مستقل و مهم برای برآورد و پیش‌بینی جنبش نیرومند زمین است. تخمین پارامتر بزرگا بر پایه اندازه‌گیری بیشینه طول دامنه موج از روی لرزه‌نگاشت، پی‌ریزی شده است. بزرگا به هر شکلی که باشد، تنها پارامتر مستقلی است که برآورد آن پس از وقوع زمین‌لرزه به طور معمول توسط مرکز شبکه‌ی لرزه‌نگاری جهانی گزارش شده است و در دسترس می‌باشد. بزرگای زمین‌لرزه‌های تاریخی و غیردستگاهی نیز به وسیله‌ی پژوهشگران برآورد و در فهرست زمین‌لرزه‌ها موجود می‌باشد.

مقیاس‌های متفاوتی برای اندازه‌گیری بزرگای زلزله وجود دارد که هر کدام کاربردهای خاص خود را در مهندسی زلزله و زلزله‌شناسی دارند.

۴-۳-۱- بزرگای محلی ریشتر (ML)

این بزرگا توسط ریشتر (Richter) در سال ۱۹۳۵ معرفی گردید. در این روش دامنه‌ی حرکت زمین در فاصله ۱۰۰ کیلومتری محل وقوع زلزله توسط دستگاه لرزه‌نگار (Wood-Anderson) ثبت می‌شود. پس بزرگای محلی ریشتر به صورت لگاریتم مبنای ۱۰ دامنه لرزه‌نگار فوق در فاصله ۱۰۰ کیلومتری تعریف می‌گردد. این بزرگا بر اساس مشاهدات انجام شده در کالیفرنیا ابداع شده است. با توجه به اینکه بزرگای محلی محدود به زلزله‌های نسبتا کوچک، سطحی و لرزه‌نگارهای کالیفرنیا یا اطراف آن است، نیاز به تعریف بزرگاهای دیگر برای سایر نقاط جهان که دربرگیرنده زلزله‌های بزرگتر و با عمق کانونی بیشتر و مبتنی بر سایر انواع لرزه‌نگارها باشد، احساس می‌شد.

۴-۳-۲- بزرگای موج سطحی (Ms)

این بزرگا جهانی بوده و مبتنی بر دامنه‌ی اندازه‌گیری شده موج ریلی با دوره تناوب حدود ۲۰ ثانیه می‌باشد. این بزرگا عمدتا برای زلزله‌های مخرب به کار می‌رود. با این وجود با توجه به اینکه امواج ریلی در عمق‌های کانونی کمتر از ۷۰ کیلومتر و در فواصل بیشتر از ۱۰۰۰ کیلومتر به خوبی ایجاد می‌شوند، این بزرگا را نمی‌توان برای زلزله‌های کوچک محلی استفاده نمود. گوتنبرگ به منظور کمی

کردن این زلزله‌ها مقیاس بزرگی موج سطحی را تعریف نمود. این مقیاس مبتنی بر اندازه‌گیری دامنه امواج سطحی با دوره تناوب ۲۰ ثانیه بود.

۴-۳-۳- بزرگای موج حجمی (mb)

این بزرگا نیز جهانی بوده و براساس دامنه‌ی اندازه‌گیری شده چند سیکل اول موج P بر روی مولفه‌ی قائم لرزه نگاشت می‌باشد. این امواج دارای دوره تناوب در حد ۱ ثانیه می‌باشند. این بزرگا بهترین بزرگا برای ثبت زلزله‌های عمیق است چرا که در زلزله‌های عمیق امواج P به خوبی ثبت می‌شوند. با این وصف کاربرد این بزرگا محدود است، زیرا آن دسته از امواج P که در زیر پوسته گسترش می‌یابند، در فواصل بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر به راحتی ثبت می‌شوند.

به علاوه با توجه به اینکه بزرگا براساس دامنه‌ی چند سیکل اول موج اندازه‌گیری می‌شود، برای زلزله‌های بسیار بزرگ کاربرد ندارد، زیرا در این زلزله‌ها ممکن است انرژی در سیکل‌های بیشتری نیز تجمع داشته باشد. بنابراین این بزرگا برای زلزله‌های کوچک محلی و یا زلزله‌های خیلی بزرگ کاربرد ندارد.

۴-۳-۴- بزرگای گشتاوری (Mw)

با توجه به محدودیت‌های مختلف در بزرگاهای لرزه‌ای فوق که به آن‌ها اشاره شد، بزرگای گشتاوری ابداع گردید که برای کلیه بزرگاها، فاصله‌ها و مکان‌ها قابل استفاده می‌باشد. به علاوه در بزرگاهای لرزه‌ای فوق مشکلاشباع شدن به وجود می‌آید. به این معنی که هر بزرگا از یک مقدار مشخصی به بعد، ثابت می‌ماند و نمی‌تواند زلزله‌های مخرب‌تر از زلزله حد اشباع را شناسایی کند. این موضوع در نمودار ۴-۱ نشان داده شده است.

بنابراین نیاز به بزرگایی است که مشکل اشباع نداشته باشد. این بزرگا براساس مفهوم گشتاور لرزه‌ای تعریف شده و کلیه نقایص فوق را مرتفع می‌سازد. بزرگای گشتاوری اساسا وابسته به جابجایی گسل، سطح گسیختگی و خواص مصالح ناحیه شکست می باشد.

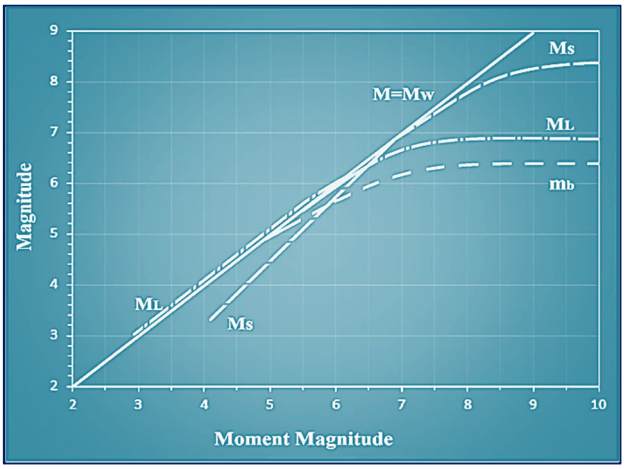
برای این بزرگا از رابطه (۱-۴) استفاده شده است:

$$M_W = 0.666(\log_{10}M_0 - 16)$$ Heaton et.al ,1986)(رابطه ۴-۱)

در این فرمول M_W بزرگای گشتاوری و M_0 گشتاور لرزه‌ای می‌باشد که از رابطه (۲-۴) محاسبه می‌شود:

$$M_0 = \mu DS$$ (رابطه ۴-۲)

در این فرمول μ ضریب صلبیت سنگ، D میانگین لغزش گسل و S مساحت سطح گسیخته شده گسل می‌باشد.



نمودار ۴-۱: نمودار اشباع شدگی انواع مختلف بزرگاها و روابط بین بزرگاهای مختلف (برگرفته از هیتون و همکاران، ۱۹۸۴)

۴-۴- بررسی داده‌ها و تکمیل فهرست زمین‌لرزه‌ها

اطلاعات و آمار زلزله‌های ثبت شده تا شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی، از سازمان‌هایی همچون پژوهشگاه بین‌المللی زلزله و موسسه ژیوفیزیک دانشگاه تهران(لرزه‌نگاری کشوری) تهیه گردید.

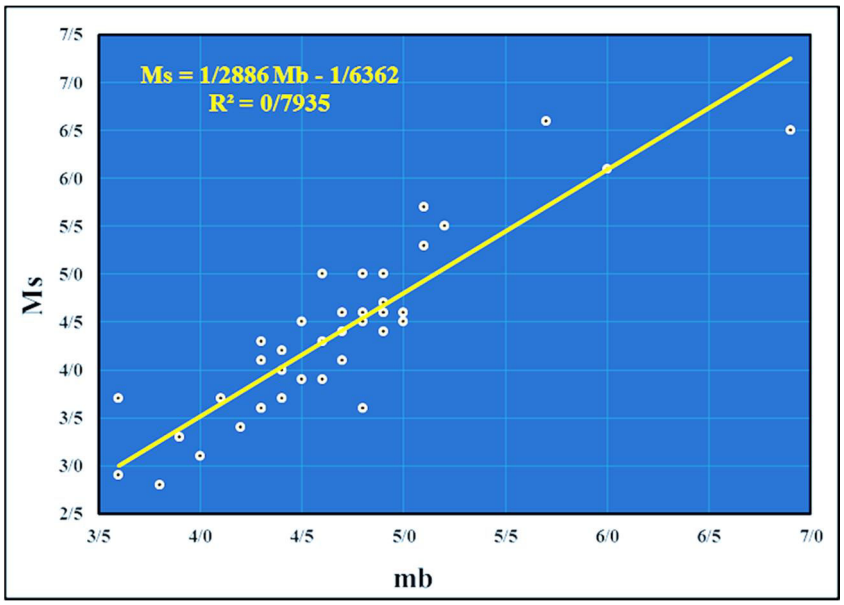
داده‌ها و پارامترهایی که توسط مراکز و پایگاه‌های زلزله‌شناسی گزارش می‌شوند و در تحلیل‌ها کاربرد دارند، شامل تاریخ و ساعت رویداد، مختصات رو مرکز، بزرگا و ژرفای کانونی زلزله می‌باشد. در ارائه این فهرست تلاش شده تا مناسب‌ترین اطلاعات پس از مقایسه مراجع مختلف معرفی گردد. با

این وجود مشاهده می‌شود که بسیاری از این پارامترها برای هر زمین‌لرزه ارائه نشده و اطلاعات به صورت ناقص در دسترس قرار می‌گیرد.

به عنوان مثال برای بعضی از زلزله‌ها، بزرگاهای موج حجمی (mb)، گشتاوری (Mw) و یا بزرگای محلی (Ml) به جای بزرگای موج سطحی (Ms) ارائه شده است، در حالی که معمولا در محاسبات برای برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی یا تحلیل خطر زمین‌لرزه از یک نوع بزرگا، و بیشتر از بزرگای موج سطحی استفاده می‌گردد. به همین منظور با استفاده از زمین‌لرزه‌هایی که برای آن‌ها هم بزرگای موج حجمی و هم بزرگای موج سطحی گزارش شده (جدول ۴-۱) و با فرض خطی بودن رابطه بین این دو بزرگا، با بهره‌گیری از روش آماری کمترین مربعات (نمودار ۴-۲)، رابطه‌ی بین Ms و mb برای منطقه مورد مطالعه برازش گردید. لازم به ذکر است که بدست آوردن رابطه‌ای قابل قبول در صورتی امکان پذیر است که فهرست رویداد زمین‌لرزه‌ها به تعداد کافی در برگیرنده زمین‌لرزه‌هایی با هر دو بزرگای Ms و mb باشد.

جدول (۴-۱)داده‌های ورودی برای برازش بهترین خط همبستگی بین بزرگای Ms و mb برای زلزله‌ها منطقه مورد مطالعه

mb	Ms	NO	mb	Ms	NO	mb	Ms	NO
4.6	4.7	27	4.0	4.4	14	2.8	3.8	1
4.6	5.0	28	4.1	4.3	15	2.9	3.6	2
4.7	4.9	29	4.1	4.7	16	3.1	4.0	3
5.0	4.9	30	4.2	4.4	17	3.3	3.9	4
5.0	4.8	31	4.3	4.6	18	3.4	4.2	5
5.0	4.6	32	4.3	4.3	19	3.6	4.3	6
5.3	5.1	33	4.4	4.7	20	3.6	4.8	7
5.5	5.2	34	4.4	4.9	21	3.6	4.3	8
5.7	5.1	35	4.5	4.8	22	3.7	3.6	9
6.1	6.0	36	4.5	4.5	23	3.7	4.1	10
6.5	6.9	37	4.5	5.0	24	3.7	4.4	11
6.6	5.7	38	4.6	4.8	25	3.9	4.6	12
-	-	-	4.6	4.9	26	3.9	4.5	13



نمودار ۴-۲: نمودار توزیع داده‌ها و معادله بهترین خط همبستگی بین بزرگای Ms و mb در گستره‌ی مورد مطالعه

ضریب همبستگی این رابطه برای داده‌های mb و Ms، ۰.۷۹ بوده و معادله بین mb و Ms به صورت رابطه‌ی زیر به دست آمده است:

$$Ms = 1.2886\ mb - 1.6362$$ (رابطه ۴-۳)

همچنین برای تبدیل بزرگای زلزله‌هایی که برای آنها فقط بزرگای Ml گزارش شده است و فاقد بزرگاهای Ms یا mb هستند از رابطه‌ی پیشنهادی علیزاده و همکاران (۱۳۹۰) (رابطه ۴-۴) که برای زلزله‌های ایران پیشنهاد شده، برای تبدیل بزرگای Ml به Ms استفاده شده است.

$$Ms = 0.671\ Ml + 0.879$$ (رابطه ۴-۴)

در پیوست۱ تمام رویدادهای زمین‌لرزه‌ای در شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی با بزرگای ۳.۵ به بالا از سال ۱۹۰۰ تا زمان نگارش پایان‌نامه نمایش داده شده است.

۴-۵- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی

بررسی لرزه‌خیزی یک ناحیه معمولا با مطالعه آماری فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌ها نسبت به بزرگا و مشاهده پراکندگی بزرگای زمین‌لرزه‌ها در حوزه زمان و مکان می‌باشد، که به طور کلی وضعیت لرزه‌خیزی ناحیه مورد مطالعه را نمایش می‌دهد. به منظور تحلیل و بررسی‌های آماری، و برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه، پس از جمع‌آوری داده‌های لرزه‌ای، این داده‌ها مورد بررسی و پردازش قرار می‌گیرد. در بررسی تحلیل خطر لرزه‌ای، خطاها ناشی از ویژگی‌های پیچیده زمین‌لرزه‌ها و خطای موجود در اندازه‌گیری توسط پایگاه‌ها می‌باشد (توکلی، ۱۳۸۲). باتوجه به اینکه در اوایل قرن بیستم یافته‌های دانش زلزله‌شناسی کم و تعداد پایگاه‌های زلزله‌شناسی کم بود، گزارش‌ها با خطاهای بیشتری همراه بوده‌اند. البته بعد از استقرار شبکه لرزه‌شناسی جهانی در سال ۱۹۶۳ خطاها به مقدار زیادی کاهش یافته‌اند.

پارامترهای لرزه‌خیزی، الگوی آماری لرزه‌خیزی هر گستره را با یک کمیت عددی بیان می‌کند. این پارامترها عبارتند از:

M_{max} : بیشینه بزرگای منطقه‌ای

λ : آهنگ فعالیت سالانه

b : پارامتر لرزه‌ای در رابطه ریشتر-گوتنبرگ

با استفاده از خصوصیات زمین‌لرزه‌های روی داده در گستره‌ی مورد مطالعه، می‌توان این کمیت‌ها را مورد ارزیابی و بررسی قرار داد. براساس فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگای آن‌ها که بر مبنای روابط مختلف گوتنبر- ریشتر بیان می‌گردد و استفاده از روش‌های مختلف آماری، پارامترهای لرزه‌خیزی که همان ضرایب ثابت رابطه گوتنبرگ-ریشتر هستند، محاسبه می‌شوند. در این پژوهش علاوه بر روش مقدماتی گوتنبرگ ریشتر از روش کیکو- سلوول[1] که بر پایه تابع توزیع دو کراندار

1: Kijko-Selevoll

گوتنبرگ- ریشتر است نیز استفاده گردیده تا مناسب‌ترین پارامترهای لرزه‌خیزی در رابطه با فعالیت چشمه‌های لرزه‌زا اختیار شود.

فرضیات پایه‌ای که در این گونه مطالعات باید در نظر گرفته شوند، به شرح زیر می‌باشند:

۱- تبعیت زمین‌لرزه‌ها از فرآیند پوآسونی به معنای مستقل نمودن رویداد زمین‌لرزه‌ها در حوزه زمان و مکان از یکدیگر.

۲- همگن بودن گستره در نظر گرفته شده از نظر لرزه‌خیزی و دارا بودن خصوصیات مشخص لرزه‌ای.

۳- استفاده از توابع توزیعی که توان محاسبه دقیق روابط بزرگا- فراوانی را همخوان با لرزه‌خیزی واقعی گستره مورد مطالعه داشته باشد، مانند تابع توزیع دو کراندار گوتنبرگ- ریشترکه دارای حد بالا و پایین برای وارد نمودن بزرگای زمین‌لرزه‌ها در محاسبات هستند.

۴- به کارگیری روش‌های آماری مناسب و همخوان با تابع توزیع به کار گرفته مانند روش آماری تخمین بیشینه محتمل که در روش کیکو- سلوول از آن استفاده گردیده است.

۵- امکان انجام دسته‌بندی‌های مناسب برای زمین‌لرزه‌ها با توجه به دقت ثبت بزرگا و پراکندگی زمین‌لرزه‌ها نسبت به بزرگا و زمان و همچنین استفاده صحیح از زمین‌لرزه‌های تاریخی (در صورت وجود) به همراه زمین‌لرزه‌های ثبت شده دستگاهی.

۶- در نظر گرفتن بزرگای آستانه و حداکثر بزرگای قابل قبول(Mmax) برای دسته‌بندی‌های مختلف.

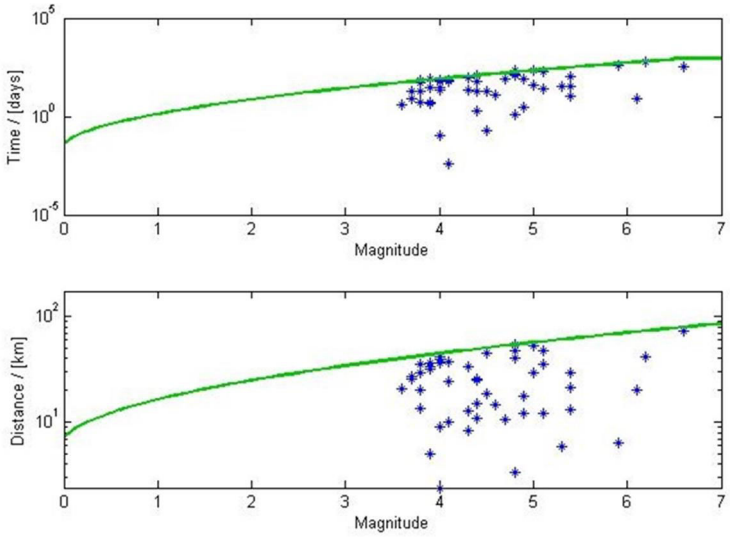
۷- امکان در نظر گرفتن بازه‌هایی به منظور نشان دادن نبود اطلاعات لرزه‌ای که به دلایل مختلف از جمله کمبود اطلاعات، نبودهای لرزه‌ای و یا بدون لرزه بودن منطقه، ممکن است وجود داشته باشد.

دو فرضیه اول که به آن‌ها اشاره شد، فرضیات پایه و اصلی در مطالعات لرزه‌خیزی هستند که تمامی محاسبات پس از رعایت آن ها باید انجام گیرد. در تحلیل لرزه‌خیزی و برآورد پارامترهای گستره مورد مطالعه، فرض بر این است که وقوع زمین‌لرزه‌ها پواسونی است، یعنی زمان و مکان رویداد

زمین‌لرزه‌ها مستقل از یکدیگر هستند. در نتیجه فهرست خام زمین‌لرزه‌ها باید به منظور تبعیت از فرآیند پوآسونی مورد پردازش قرار گیرد. البته نظریه‌های دیگری نیز در این باره ارائه شده، اما فرآیند پوآسونی همچنان قابل قبول‌ترین و کاربردی‌ترین فرضیه تلقی شده که در این پژوهش نیز به آن عمل شده است. به همین خاطر در فهرست زمین‌لرزه‌ها، پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها از رویدادهای اصلی تشخیص داده شده‌اند و پس از حذف آن‌ها برازش داده‌های نهایی با تابع توزیع پوآسونی مورد ارزیابی قرار گرفته است. در رابطه با برآورد پارامترهای لرزه‌ای نیز باید بیان گردد که محاسبات بر مبنای زمین‌لرزه‌های اصلی رخ داده در گستره مورد مطالعه صورت می‌گیرد.

۴-۵-۱- حذف پس‌لرزه و پیش‌لرزه

قبل از انجام مطالعات آماری بر روی داده‌ها و به منظور بررسی دقیق سابقه‌ی لرزه‌خیزی منطقه و درک صحیح از رفتارهای لرزه‌شناسی منطقه مورد مطالعه، باید پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها را از کاتالوک زمین‌لرزه‌ها حذف کرد. متداول‌ترین روش در حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها در نظر گرفتن پنجره‌های زمانی و مکانی برای رویداد آن‌ها است. برای این کار الگوریتم‌هایی ارائه شده است که در این پژوهش از یک الگوریتم معروف به نام نوپوف استفاده شده است، همچنین روش دیگری به نام گاردنر نوپوف در محیط نرم افزار ZMAP جهت حذف پیش لرزه استفاده می شود.(شکل۴-۳)



شکل۴-۳: گاردنر نوپوف در محیط نرم افزار ZMAP جهت حذف پیش لرزه

که به طور خلاصه به صورت پنجره زمانی و مکانی زیر (جدول۴-۲) می‌باشد که با زمین‌لرزه‌های ایران سازگار می‌باشد.

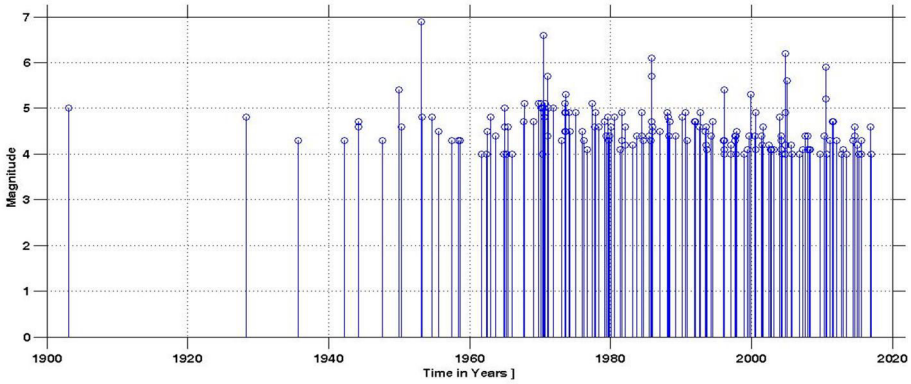
جدول (۲-۴) پنجره زمانی-مکانی برای حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها بر حسب بزرگای Ms

محدوده بزرگا	پنجره زمانی (روز) (T)	فاصله (کیلومتر) (R)
$3.6 \leq Ms \leq 4.4$	21	30
$4.5 \leq Ms \leq 5.4$	77	40
$5.5 \leq Ms \leq 6.4$	255	54
$6.5 \leq Ms \leq 7.4$	457	70

برای این منظور با شرایط زیر پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها از زمین‌لرزه‌های اصلی شناسایی و مشخص می‌گردند.

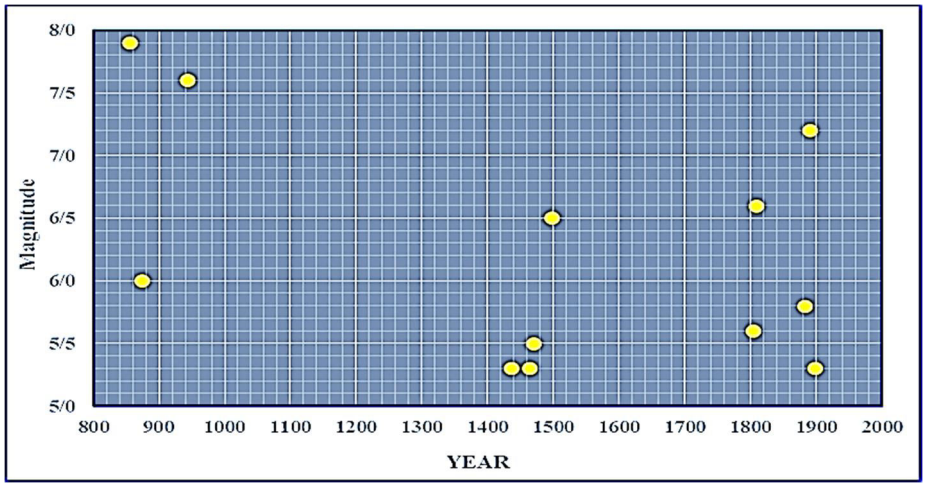
- بزرگای آن‌ها از مقدار زمین‌لرزه‌ی اصلی (M) تجاوز نکند.
- فاصله‌ی بین رومرکز آن‌ها از مقدار (R) تجاوز نکند.
- اختلاف زمان رویداد آن‌ها با زمین‌لرزه اصلی از مقدار (T) تجاوز نکند.

با توجه به نمودار (۴-۳) که نشانگر پراکندگی زمین‌لرزه‌ها دستگاهی بر حسب بزرگای سطحی و زمان رویداد آن ها در گستره‌ی ۱۵۰ کیلومتری منطقه است، مشاهده می‌گردد که که بزرگ‌ترین رویدادها در گستره مورد مطالعه، رویداد زمین‌لرزه‌ای ۱۲ فوریه سال ۱۹۵۳میلادی با بزرگای $Mb = 6.9$ در روستای ترود در کویر مرکزی که بر اثر فعالیت گسل ترود ایجاد شده است، زمین‌لرزه ۳۰ ژوییه ۱۹۷۰ با بزرگای$Mb:6.5$ در روستای قرناوه از بخش مراوه تپه شهرستان کلاله استان گلستان رخ داد، زمین‌لرزه‌ی ۲۹ اکتبر ۱۹۸۵ با بزرگای $Mw = 6.2$ در جنوبگسل خزر اتفاق افتاده است، ۷ اکتبر ۲۰۰۴ با بزرگی$Mb = 6.2$ می‌باشد.



نمودار ۴-۳: پراکندگی زمین‌لرزه‌های اصلی دستگاهی نسبت به بزرگا و زمان در گستره‌ی مورد مطالعه

همچنین با توجه به نمودار (۴-۴) که نشانگر پراکندگی زمین‌لرزه‌ها تاریخی (قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی) بر حسب بزرگای سطحی و زمان رویداد آن ها در گستره‌ی ۱۵۰ کیلومتری منطقه می‌باشد، بزرگ‌ترین رویدادهای لرزه‌ای تاریخی در گستره مورد مطالعه به ترتیب شامل زیر است: رویداد زمین‌لرزه‌ای ۲۲ دسامبر سال ۸۵۶ میلادی با بزرگای $Ms = 7.9$ که منجر به ویرانی ناحیه وسیعی از قومس در جنوب غرب دامغان تا نیشابور گردید، رویداد زمین‌لرزه‌ای ماه آگوست سال ۹۴۳ میلادی با بزرگای $Ms = 7.6$. در منطقه اترک نسا بر اثر فعالیت گسل آشخانه(قطعه شرقی گسل تکل کوه) و زمین‌لرزه‌ی ۱۱ جولای سال ۱۸۹۰ با بزرگای $Ms = 7.2$ در منطقه تاش شاهرود می‌باشد.



نمودار۴-۴: پراکندگی زمین‌لرزه‌های تاریخی نسبت به بزرگا و زمان در گستره‌ی مورد مطالعه

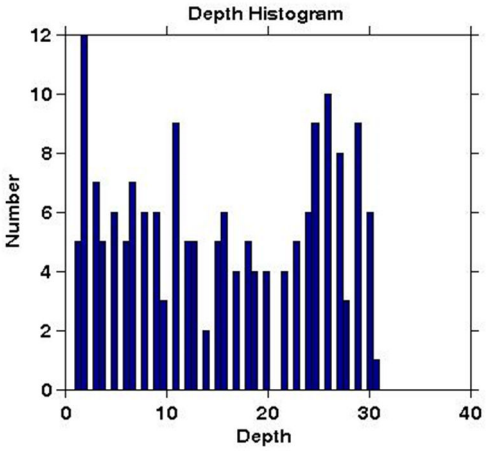
۴-۵-۲- ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها

زمین‌لرزه‌ها، در اکثر نواحی قاره‌ای بیشتر در بخش پوسته بالایی اتفاق می‌افتند و در بخش پایینی ذاتا بدون لرزه است. احتمالا در پوسته بالایی رفتار مواد به صورت شکننده است، اما در پوسته پایینی رفتار مواد شکل‌پذیر است. درنتیجه رفتار مواد در اعماق مختلف ارتباط تنگاتنگی با درجه حرارت دارد (scholz, 1978). از طرف دیگر محتوای آبی (رطوبت) پوسته و یا گوشته نیز از جمله پارامترهای موثر در پراکندگی ژرفای زمین‌لرزه‌ها در قاره‌ها است. زمین‌لرزه‌های بزرگ عمدتا در اعماق ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری رخ می‌دهند. به همین دلیل زلزله‌شناسانی مانند Baker et al,1993)و Jacksonand) McKenzie1988). تغییر شکل شکننده در امتداد گسل‌های معکوس را تنها به بخش فوقانی پی‌سنگ نسبت می‌دهند.

در ایران در بسیاری از موارد به دلیل نبود اطلاعات و یا نبود امکان محاسبات، به طور عمومی ژرفای کانونی ۳۳ کیلومتر از سوی ایستگاه‌ها و مراکز لرزه‌نگاری به زمین‌لرزه‌های خفیف نسبت داده شده است (نمودار ۴-۵). این در حالی است که با افزایش دقت شبکه‌های لرزه‌نگاری و کاهش خطای برآورد ژرفا در طول زمان، شمار زمین‌لرزه‌های با ژرفای کانونی بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر به طور چشم‌گیری اقزایش یافته است، که این امر نشانگر خطای بالا در برآورد ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های کوچک تا متوسط در گذشته می‌باشد.

پس می توان نتیجه گرفت که فقط با نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری دراز مدت محلی در منطقه و مطالعات پیوسته‌ی زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگ امکان تعیین دقیق ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها امکان پذیر است. خوشبختانه این نوع بررسی‌های دقیق لرزه نگاری طی چند دهه اخیر توسط مراکزی چون پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی، مهندسی زلزله و موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران انجام می‌گیرد، به نحوی که پس از رویداد یک زمین‌لرزه اصلی، شبکه محلی از دستگاه‌های زلزله نگار در منطقه زلزله زده نصب می‌شود و تا ماه‌ها پس از زلزله اصلی، پس لرزه‌ها را به طور دقیق و با خطای بسیار پایین اندازه‌گیری می‌نمایند.

در گستره مورد مطالعه سطح لرزه‌خیزی تقریبا بالایی را شاهد هستیم که زمین‌لرزه‌های دستگاهی زیادی در منطقه به ثبت رسیده که عمدتا از بزرگای متوسطی برخوردارند. بر اساس نمایش نمودار (۴-۵) زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه مورد مطالعه عمدتا از نوع کم عمق بوده (۱۰ تا ۳۰ کیلومتر) و با توجه به خصوصیات لرزه‌ای منطقه، به طور کلی خاستگاه پوسته‌ای و از ژرفای کمی برخوردارند.



نمودار ۴-۵: ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌های دستگاهی در گستره‌ی مورد مطالعه

۴-۵-۳- محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی به روش مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر[1]

یکی از روش‌های مناسب که به منظور تشریح میزان لرزه‌خیزی یک ناحیه معرفی شده روابط شناخته شده‌ی گوتنبرگ-ریشتر می‌باشند. توسط این رابطه، ارتباط بزرگا-فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌ها تعریف می‌شود که ضرائب ثابت آن نشانگر وضعیت لرزه‌خیزی ناحیه یا چشمه مورد نظر خواهد بود.

مدل‌های مختلفی از روابط گوتنبرگ-ریشتر در جهت تصحیح محاسبات، تعیین دقیق‌تر رابطه بزرگا-فراوانی و جبران کاستی‌های روابط قبلی ارائه شده‌اند. ساده‌ترین مدل که به نام رابطه مقدماتی گوتنبرگ–ریشتر، (۱۹۵۸) نامیده می‌شود به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\text{Log (Nc)} = \text{a - b (M)} \quad \text{Nc} = 10^{a-b(M)}$$ (رابطه ۴-۵)

1: Gutenberg - Richter

N: تعداد تجمعی زلزله‌ها در دوره زمانی مورد نظر

M: بزرگای زلزله در یک بازه زمانی و مکانی

ضریب a : نمادی از اندازه لرزه‌خیزی گستره

ضریب b : نمادی از ویژگی لرزه‌خیزی منطقه

در واقع a با آهنگ کلی رویدادها و b با آهنگ نسبی درجه‌های گوناگون بزرگا با هم متناسب‌اند. بنابراین ضریب‌های a و b دارای ارزش کاربردی و به ترتیب معرف لرزه‌خیزی و ویژگی بروز زمین‌لرزه در آن گستره محسوب می‌شوند. به ویژه در محاسبه خطر و خطرپذیری لرزه‌ای ضریب b یکی از پارامترهای مهم می‌باشد. دراین رابطه به شکل خطی بزرگای زمین‌لرزه‌ها (M) به فراوانی تجمعی (N_c) آن‌ها با بزرگای بیشتر از M ارتباط یافته و به این ترتیب ضرایب ثابت این رابطه (a,b) که نشانگر وضعیت لرزه‌خیزی منطقه می‌باشند از روش آماری کمترین مربعات قابل محاسبه است. این رابطه دارای محدودیت‌هایست، که از یک سو امکان استفاده از زمین‌لرزه‌های تاریخی وجود ندارد و از طرف دیگر به علت نداشتن حد بالا و پایین بزرگا، نتایج به دست آمده تنها تابع ماهیت ریاضی رابطه بوده و با واقعیات لرزه‌خیزی منطقه همخوانی ندارد. درنتیجه نتایج فقط برای بازه‌ی محدودی از بزرگا (۴ - ۶.۷) و فاصله‌های زمانی‌ای که اطلاعات لرزه‌ای نسبتا همگن و پیوسته هستند (زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده) قابل پذیرش است.

رابطه مقدماتی گوتنبرگ- ریشتر بر حسب لگاریتم طبیعی (مبنای نمایی) بصورت زیر نوشته می‌شود:

$$LnNc = LnN_0 - BM$$ (رابطه ۴-۶)

با مقایسه این دو رابطه تساوی زیر بین ضرایب آنها برقرار خواهد شد:

$$LnN_0 = a$$ (رابطه ۴-۷)

$$B = 2.3b$$ (رابطه ۴-۸)

No و a معرف آهنگ رویداد سالیانه و B و b معرف میزان لرزه‌خیزی گستره مطالعه شده می‌باشد.

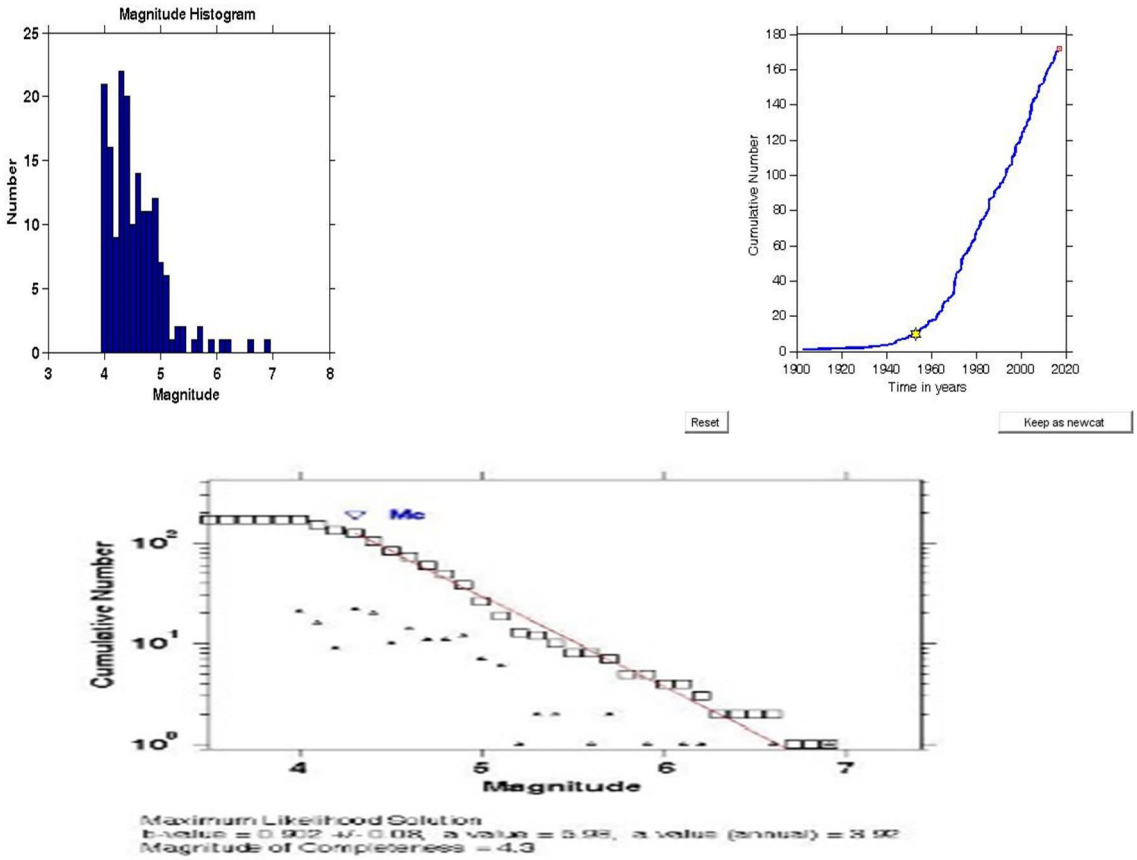
با انجام دسته‌بندی‌ها برای بزرگای زلزله‌ها و به دست آوردن فراوانی هر دسته از این بزرگاها، لگاریتم فراوانی تجمعی هر دسته محاسبه شده و به منظور برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه، رابطه خطی بین لگاریتم فراوانی تجمعی و بزرگای زلزله با روش کمترین مربعات برازش داده شده است.

نتایج این روش در جدول (۳-۴) و نمودار (۶-۴) نمایش داده شده است.

جدول (۳-۴) مقادیر داده‌ها و پارامترهای مورد نیاز برای رابطه گوتنبرگ-ریشتر و نتایج آن

R	حدود بزرگا (Ms)	میانگین بزرگا (A.Ms)	تعداد زمین‌لرزه‌ها (No)	فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها (NC)	فاصله زمانی (Delta.T)	نتایج داده‌ها لرزه‌ای Log (NC)	نتایج روش گوتنبرگ-ریشتر Log (NC)
1	4 - 4.2	4.1	20	87	117	1.94	1.885
2	4.2 - 4.4	4.3	18	67	117	1.826	1.735
3	4.4 - 4.6	4.5	12	49	117	1.69	1.585
4	4.6 - 4.8	4.7	15	37	117	1.568	1.435
5	4.8 - 5.0	4.9	11	22	117	1.342	1.285
6	5.0 - 5.2	5.1	6	11	117	1.041	1.135
7	5.2 - 5.4	5.3	1	5	117	0.699	0.985
8	5.4 - 5.6	5.5	1	4	117	0.602	0.835
9	5.6 - 5.8	5.7	0	3	117	0.477	0.685

0.535	0.477	117	3	0	5.9	5.8 - 6.0	10
0.385	0.477	117	3	1	6.1	6.0 - 6.2	11
0.235	0.301	117	2	0	6.3	6.2 - 6.4	12
0.085	0.301	117	2	1	6.5	6.4 - 6.6	13
- 0.065	0	117	1	1	6.7	6.6 - 6.8	14



نمودار ۴-۶: معادله برازش داده شده بین داده‌های Log(Nc) و Ms بر اساس روش گوتنبرگ-ریشتر در نرم افزار ZMAP

در این رابطه ضریب همبستگی۰.۹۴ به دست آمده است و مقادیر a و b به ترتیب۳/۲و ۰/۸ می‌باشد. رابطه بین فراونی تجمعی و بزرگای سطحی زلزله به صورت رابطه (۹-۴) بیان می‌گردد.

(رابطه ۴-۹)

$$LogN=3.2-0.8\ Ms$$

۴-۵-۴- دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه‌ها به روش مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر

میانگین فاصله زمانی بین دو بار وقوع متوالی زمین‌لرزه با بزرگای یکسان را دوره بازگشت زلزله می‌گویند. از نظر آماری آهنگ رویداد سالیانه زلزله با بزرگای M برابر عکس دوره بازگشت آن زلزله می‌باشد، یعنی:

$$\lambda = \frac{1}{T}$$ (رابطه ۴-۱۰)

احتمال سالیانه وقوع زلزله در واقع همان میانگین تعداد وقوع زلزله در وادی زمان می‌باشد.

به منظور محاسبه‌ی دوره‌ی بازگشت بزرگای زمین‌لرزه‌ها به روش مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر برای شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی از رابطه زیر استفاده می‌کنیم.

$$T\ (M\geq m) = to\ exp\ [-(a-bM)\ Ln10]$$ (رابطه ۴-۱۱)

در این رابطه:

T: دوره بازگشت زلزله

To: مدت زمان جمع‌آوری داده‌ها (از ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۷)،

a و b: ضرایب رابطه گوتنبرگ-ریشتر

M، بزرگای سطحی زلزله می‌باشد.

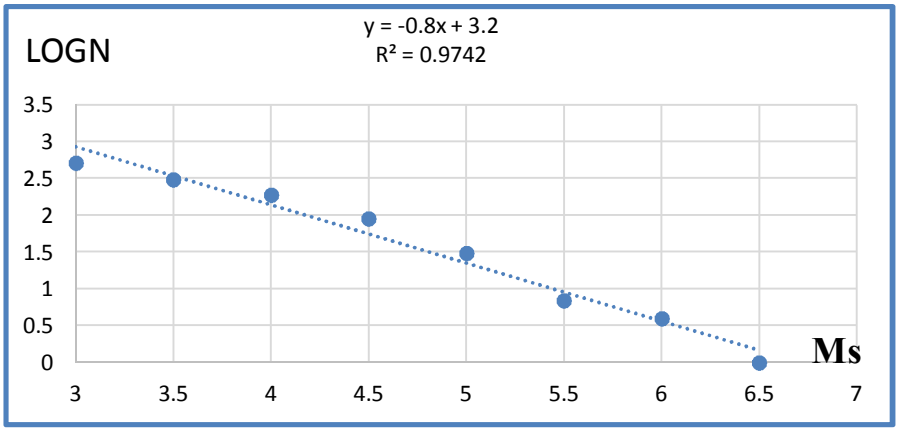
باید توجه کرد نتایج مربوط به دوره‌ی بازگشت بزرگای زلزله‌ها به روش گوتنبرگ-ریشتر، به علت استفاده نکردن از زمین‌لرزه‌های تاریخی، نمی‌تواند معیار درستی برای بررسی پیشینه‌ی لرزه‌خیزی دراز مدت منطقه‌ای باشد که دارای زمین‌لرزه‌های نسبتا بزرگی در قرن‌های گذشته است.

همچنین به علت خطی بودن رابطه پایه گوتنبرگ-ریشتر مقادیری برای دوره‌ی بازگشت بزرگای زمین‌لرزه‌ها به دست می‌آید که از حد خاصی به بعد به دور از واقعیات لرزه‌خیزی منطقه بوده و تنها تابع ماهیت ریاضی رابطه مورد استفاده است.

نتایج مربوط به دوره‌ی بازگشت بزرگای زلزله با استفاده از روش گوتنبرگ-ریشتر در جدول (۴-۴) و نمودار (۴-۷) نمایش داده شده است.

جدول (۴-۴) دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها با استفاده از روش گوتنبرگ-ریشتر

دوره بازگشت زلزله (سال)	5	10	25	50	75	100	150
MS	4.8	5.2	5.7	6.1	6.4	6.5	6.8



نمودار ۴-۷: فرمول لرزه‌خیزی زمین‌لرزه‌ها با روش گوتنبرگ- ریشتر

۴-۵-۵- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی به روش توزیع نهایی کیکو-سلوول

با توجه به نواقص موجود در روش گوتنبرگ-ریشتر، نیاز به روش پشرفته و معتبرتری نسبت به این روش می‌باشد که در این پژوهش از روش کیکو-سلوول استفاده شده است. این روش توسط کیکو-سلوول (K-S) در سال (1992) ارائه شده و تکمیل آن توسط کیکو- گراهام (K-S-B) در سال ۱۹۹۸ صورت پذیرفت.

مهمترین مزایای بکارگیری روش کیکو-سلوول-گراهام به شرح زیر است:

- امکان در نظر گرفتن فواصل زمانی برای نبودهای لرزه‌ای در محاسبات
- امکان بکارگیری توام و دسته‌بندی زمین‌لرزه‌های آمیخته به معنای وارد نمودن توام زمین‌لرزه‌های کم دقت قرن‌های گذشته و زمین‌لرزه‌های ثبت شده دستگاهی قرن بیستم به بعد با احتساب دقت و خطای متفاوت برای بزرگای زمین‌لرزه‌ها
- استفاده از تابع توزیع بزرگترین مقادیر برای زمین‌لرزه‌های بزرگ تاریخی (پیش از قرن بیستم) و تابع توزیع دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر برای بخش کامل فهرست زمین‌لرزه‌ها (زمین‌لرزه‌های رویداده از قرن بیستم به بعد) در محاسبات
- استفاده از روش آماری تخمین بیشینه درست نمائی به منظور برازش مناسب توابع توزیع مورد نظر با توزیع واقعی زمین‌لرزه‌ها
- در نظر گرفتن بازه‌ی زمانی نامساوی برای دسته‌بندی‌های مختلف زمین‌لرزه‌ها

چنانچه در بررسی فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌ها از دوره‌ی کوتاهی از رخدادهای لرزه‌ای (مانند زمین‌لرزه‌های دستگاهی) استفاده شود، در بررسی‌های دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها، ممکن است پهنه‌های زمین‌لرزه‌ای به صورت بی‌لرزه (Aseismic) یا کم‌لرزه نشان داده شود (Berberian 1977, 1983).

گستره‌ی مورد مطالعه، شاهد زمین‌لرزه‌های متعدد تاریخی و دستگاهی بوده که این زمین‌لرزه‌ها در سه بازه زمانی تقسیم می‌شوند که شامل فهرست زمین‌لرزه‌های تاریخی (قبل از سال ۱۹۰۰، جدول۴-۶)، فهرست زمین‌لرزه‌های دستگاهی دوره اول (۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳) و فهرست زمین‌لرزه‌های دستگاهی دوره دوم (۱۹۶۴ به بعد، سال نصب شبکه لرزه‌نگاری جهانی) می‌باشد:

۱- زمین‌لرزه‌های تاریخی (زمین‌لرزه‌های شدید اتفاق افتاده در چند قرن گذشته) دارای ۰.۳ - ۰.۴ واحد، خطا در محاسبه بزرگا.

۲- زمین‌لرزه‌های دستگاهی دوره اول (زمین‌لرزه‌های دستگاهی از تاریخ ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳ میلادی) دارای ۰.۲ واحد، خطا در محاسبه بزرگا.

۳- زمین‌لرزه‌های دستگاهی دوره دوم (زمین‌لرزه‌های دستگاهی از تاریخ ۱۹۶۴ میلادی تا کنون) دارای ۰.۱ واحد، خطا در محاسبه بزرگا.

به منظور محاسبه پارامترهای لرزه‌ای به روش توزیع نهایی کیکو-سلوول، در این پژوهش از برنامه کامپیوتری کیکو (2001) استفاده شده است. این برنامه کامپیوتری شامل تابع توزیع برازش مقادیر نهائی برای زمین‌لرزه‌های قبل از قرن بیستم که اغلب بزرگ اما کم دقت هستند، تابع توزیع دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر برای زمین‌لرزه‌های ثبت شده دستگاهی و به کار بستن روش آماری تخمین بیشینه محتمل است. در روش کیکو-سلوول، برای هر دسته توان استفاده همزمان زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی با انجام دسته‌بندی‌های مناسب، با در نظر گرفتن خطای بزرگا، بزرگای آستانه و بزرگای حداکثر به صورت متفاوت، وجود دارد. نتایج حاصل از این روش شامل تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی یعنی ضرایب β و λ(میزان فعالیت و آهنگ رویداد سالیانه)، تعیین حداکثر بزرگای پذیرفتنی (Mmax)، تعیین دوره بازگشت و احتمال رویداد و عدم رویداد زمین لرزه‌های بزرگ در دوره‌های زمانی متفاوت است.

اطلاعات مورد نیاز برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی در برنامه‌ی کامپیوتری کیکو (۲۰۰۱) و پارامترهای حاصل از این روش در جدول (۴-۶) و (۴-۵) بیان شده است.

جدول (۵-۴) اطلاعات استفاده شده برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه در برنامه‌ی
کامپیوتری کیکو -سلول

مختصات کاتالوگ‌ها	زلزله‌های تاریخی	زلزله‌های دستگاهی دوره اول	زلزله‌های دستگاهی دوره دوم
اسم فایل کاتالوگ	before1900	1900-1963	1964-2017
تاریخ شروع کاتالوک	855/1/1	1900/1/1	1964/1/1
تاریخ پایان کاتالوک	1899/12/31	1963/12/31	2017/6/31
تعداد زلزله‌های کاتالوگ	12	26	148
کوچکترین زلزله مشاهده شده در کاتالوگ	5.3	3.5	3.5
بزرگترین زلزله مشاهده شده در کاتالوگ	7.9	6.5	6.6
دومین زلزله بزرگ مشاهده شده درکاتالوگ	7.6	5.4	6.1
انحراف معیار استاندارد	0.3 - 0.4	0.2	0.1

جدول (۶-۴) اطلاعات استفاده شده برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه در برنامه‌ی کامپیوتری کیکو-سلول

انواع کاتالوگ‌های مورد بررسی	Beta (%)	Lambda (%)
زلزله‌های تاریخی	۵۶.۸	۶.۴
زلزله‌های دستگاهی دوره اول	۱۴.۷	۱۴.۰
زلزله‌های دستگاهی دوره دوم	۲۸.۵	۷۹.۶

بر اساس نتایج به دست آمده از برنامه کامپیوتری کیکو، پارامترهای لرزه‌خیزی برای منطقه مورد مطالعه در برنامه کیکو به صورت زیر به دست آمده است:

نتایج:

رابطه (۴-۱۲) $\text{Beta} = 2.03 \pm 0.07 \ (b = 0.88 \pm 0.03)$

رابطه (۴-۱۳) $\text{Lambda} = 1.27 \pm 0.10 \ (\text{for Mmin} = 3.49)$

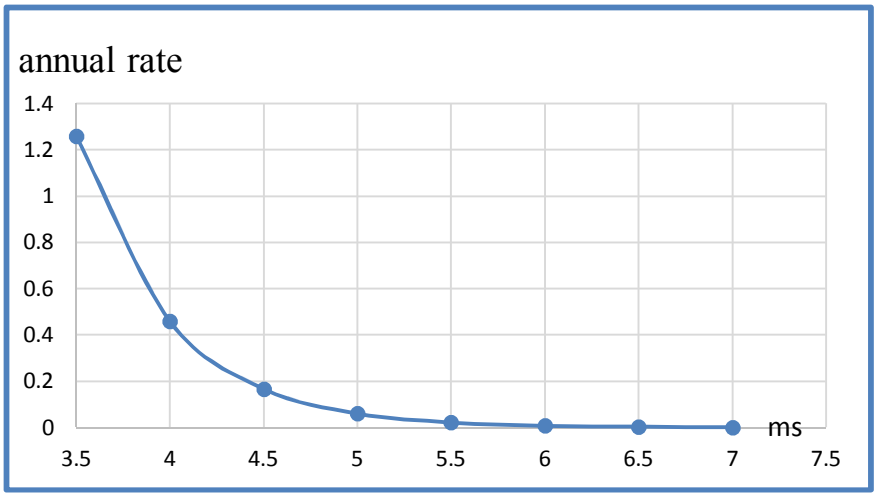
رابطه (۴-۱۴) $\text{Mmax} = 8.64 \pm 0.84 \ (\text{for SIG (Xmax)} = 0.4)$

به طور کلی در مقایسه با روش پایه گوتنبرگ-ریشتر، نتایج حاصل از روش کیکو-سلوول معتبرتر است و همخوانی بیشتری با آهنگ لرزه‌خیزی گستره‌ی مورد مطالعه، به خصوص با دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ داشته و همچنین امکان استفاده همزمان از زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی قرن بیستم را نیز دارا است. نتایج حاصل از برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی و موقعیت و پراکندگی زمین‌لرزه‌ها نشانگر این است که میزان فعالیت لرزه‌خیزی (β) و آهنگ رویداد سالیانه (λ)، به پراکندگی و چگالی رویدادهای زمین‌لرزه‌ای در سطح گستره‌ی مورد مطالعه و راستای غالب تنش در آن، بستگی دارد و می‌تواند افزایش یا کاهش یابد. بنابراین برای درک بهتر از لرزه‌خیزی منطقه، هر دو پارامتر λ و β باید به طور همزمان در نظر گرفته شوند.

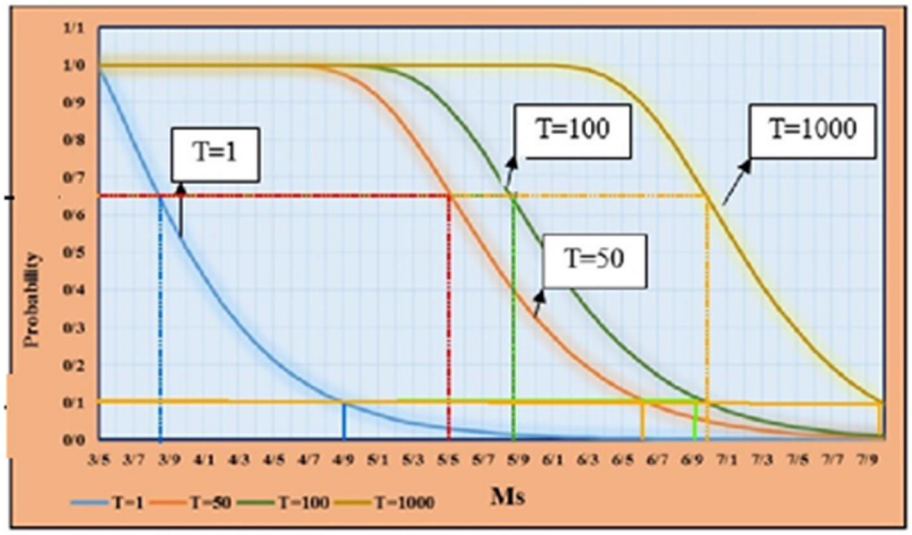
مقادیر آهنگ رویداد سالیانه و احتمال رویداد زلزله برای منطقه مورد مطالعه، در بازه‌های زمانی ۱، ۵۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ ساله بر حسب بزرگای سطحی (Ms) در جدول (۴-۷) برای بزرگاهای ۳/۵ به بالا ($Ms \geq 3/5$) نمایش داده شده است. همچنین بر اساس اطلاعات این جدول، نمودار آهنگ رویداد سالیانه برحسب بزرگای سطحی (نمودار ۴-۸) و نمودار احتمال رویداد زلزله بر حسب بزرگای سطحی (نمودار ۴-۹) رسم شده است.

جدول (۴-۷) مقادیرآهنگ رویداد سالیانه و احتمال رویداد زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگای سطحی در شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی با استفاده از برنامه کامپیوتری کیکو

بزرگی سطحی (Ms)	آهنگ رویداد سالیانه (λ)	احتمال رویداد زمین‌لرزه			
		۱ ساله (T=1)	۵۰ ساله (T=50)	۱۰۰ ساله (T=100)	۱۰۰۰ ساله (T=1000)
3.5	1.26	0.995967	1.000000	1.000000	1.000000
4.0	0.460	0.513032	1.000000	1.000000	1.000000
4.5	0.167	0.213828	0.999761	1.000000	1.000000
5.0	0.0605	0.081699	0.951409	0.997639	1.000000
5.5	0.0219	0.030182	0.665817	0.888322	1.000000
6.0	0.00793	0.010994	0.327319	0.547500	0.999640
6.5	0.00285	0.003966	0.132960	0.248242	0.942352
7.0	0.00101	0.001408	0.049327	0.096220	0.636398



نمودار ۴-۸: آهنگ رویداد سالیانه برحسب بزرگای سطحی برای منطقه مورد مطالعه



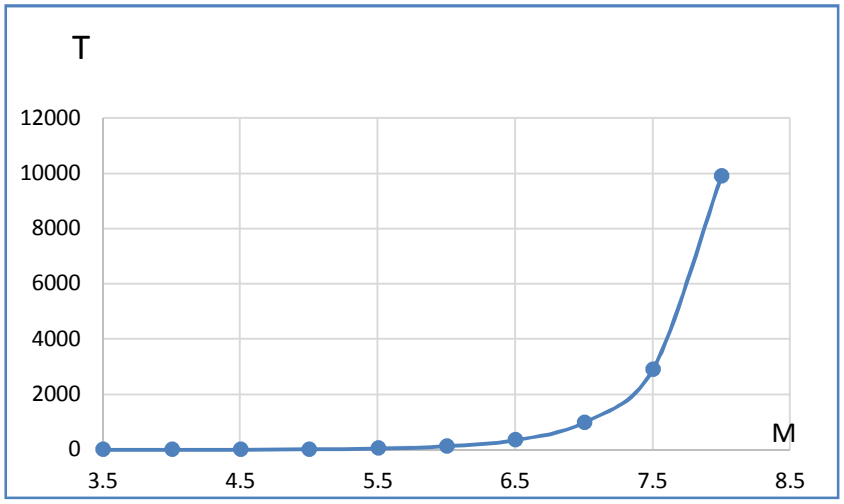
نمودار ۴-۹: احتمال رویداد زلزله بر حسب بزرگای سطحی برای منطقه مورد مطالعه

با توجه به مقادیر آهنگ رویداد سالیانه به دست آمده از روش توزیع نهایی کیکو-سلوول (جدول ۴-۹) دوره‌ی بازگشت رویداد زمین‌لرزه‌ها برحسب بزرگای برای شعاع ۱۵۰ کیلومتری اطراف شهر میامی محاسبه شده است.

جدول (۸-۴) نشان دهنده‌ی دوره‌های بازگشت زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگای سطحی به روش کیکو-سلوول در گستره‌ی مورد مطالعه است. بر پایه اطلاعات این جدول، نمودار (۱۰-۴) رسم شده است.

جدول (۸-۴) دوره بازگشت بزرگاهای زلزله با استفاده از روش کیکو-سلوول

دوره بازگشت زلزله (سال)	بزرگای زلزله (Ms)	دوره بازگشت زلزله (سال)	بزرگای زلزله (Ms)
126	6	1	3.5
351	6.5	2	4
990	7	6	4.5
2907	7.5	17	5
9901	8	46	5.5



نمودار ۴-۱۰: دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها برحسب کیکو

۴-۶- برآورد خطر زمین‌لرزه

رویداد زمین‌لرزه تجلی دگر شکلی مداوم پوسته زمین است. زمین‌لرزه‌ها مهم‌ترین خطرات طبیعی هستند، که هر سال شمار قابل توجهی از جمعیت جهان گرفتار اثرات نامطلوب آن می‌شوند. فلات

ایران به دلیل موقعیت ویژه در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا یکی از مناطق زلزله‌خیز جهان است که به دفعات متحمل زمین‌لرزه‌های مخرب شده است. شواهد لرزه‌زمین‌ساختی نشان می‌دهد که سرزمین ایران دارای پتانسیل زلزله‌خیزی بالایی بوده و جان و مال مردم همواره در معرض تهدید این پدیده طبیعی است. از آن‌جایی که در حال حاضر تنها راه مقابله با این پدیده، مقاوم‌سازی سازه‌ها در مقابل تکان‌های زمین ناشی از رخداد زمین‌لرزه‌ها است، به منظور کاهش تلفات جانی و مالی و نیز تبعات اجتماعی و اقتصادی ناشی از وقوع زمین‌لرزه، ضرورت دارد که بر اساس دانش کنونی و آخرین دستاوردهای تکنولوژیکی، برآورد قابل اعتمادی از خطر زمین‌لرزه در دسترس تصمیم‌گیرندگان، برنامه‌ریزان و نیز مهندسین جهت طراحی و ساخت سازه‌های عمومی و پیشرفته قرار گیرد. هدف از برآورد خطر زمین‌لرزه، ارزیابی منطقی پارامترهای جنبش زمین(بیشینه شتاب) در ساختگاه مورد نظر، بر اثر رویداد زمین‌لرزه در چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه (گسل‌ها) است.

الف) روش تجربی- آماری

ساده‌ترین راه برای ارزیابی خطر زمین‌لرزه است، که مبتنی بر آمار زمین‌لرزه‌ها می‌باشد. در این روش، مراکز زمین‌لرزه‌های گذشته مستقیما تعیین کننده زلزله‌خیزی است و جنبش زمین در آینده، برابر با میانگین فراوانی رویداد زمین‌لرزه‌های گذشته فرض می‌شود.

ب) روش تعیینی

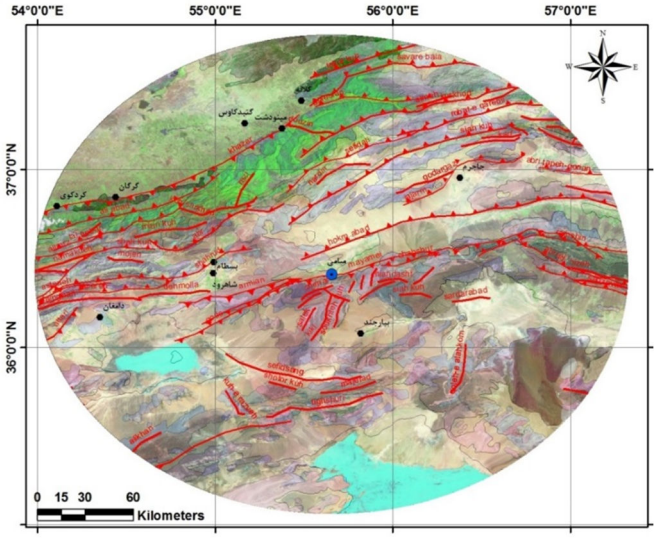
از چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه (معمولا گسل‌های جنبا یا گسل‌های با توان جنبش) به طور منفرد، ابعاد و ارتباط آن‌ها با تکتونیک ناحیه‌ای و زمین‌لرزه‌های گذشته، برای ارزیابی بیشینه جنبش زمین در ساختگاه مورد نظر استفاده می‌شود.

در این پژوهش به منظور بررسی خطر لرزه‌ای احتمالی ناشی از گسل‌های منطقه، در ابتدا اطلاعات مربوط به گسل‌های منطقه تا شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی با انجام بررسی‌ها و مشاهدات صحرایی جمع‌آوری شده تا با مطالعه و تعیین گسل‌های فعال و لرزه‌زا، سازوکار و میزان

پتانسیل لرزه‌ای گسل‌های منطقه تعیین شود و سپس در مراحل بعدی شتاب لرزه‌ای و میزان خطری که هر کدام از این گسل‌ها می‌توانند ایجاد نمایند را بررسی کرد.

۴-۶-۱- برآورد توان لرزه زایی گسل های محدوده مورد مطالعه

عمده‌ی گسل‌های بررسی شده منطقه مورد مطالعه، گسل‌های کوهپایه‌ای بوده و با توجه به اینکه گسل‌های لرزه‌زای ایران غالبا گسل‌های کوهپایه‌ای هستند (Berberian 1979, 1981, 1983)، بنابراین خطر اصلی زمین‌لرزه‌ای از جنبش دوباره این گسل‌ها خواهد بود. سازوکار عمده‌ی گسل‌های منطقه، فشارشی و راستالغز بوده و عموما دارای روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری می‌باشند (شکل۴-۴ و پیوست۲). چون گسل‌های فشارشی (در مقایسه با گسل‌های امتدادلغز و کششی) پرانرژی‌تر بوده (Sibson, 1974, 1975, 1977)، دوره‌ی بازگشت زمین‌لرزه‌ها در امتداد آن‌ها به نسبت طولانی‌تر، شتاب افقی گرانش زمین در طول آن‌ها بیشتر (Campble, 2003)، و می‌توانند زمین‌لرزه‌های بزرگ و ویرانگری را به وجود آورند (Berberian, 1983).



شکل(۴-۴) گسل‌های منطقه مورد مطالعه تا شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی

جدول ۴-۹مشخصات گسل‌های شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی

روند گسل	فاصله از میامی(کیلومتر)	طول گسل	سازوکار گسل	نام گسل	ردیف
NE-SW	۹۵	۲۰۰	راستالغز	ترود	۱
NW-SE	۱۱۸	۴۷	معکوس	بیزه	۲
W-E	۱۳۷	۶۷	معکوس	مظفرآباد	۳
NE-SW	۳۸	۱۳۰	راستالغز- معکوس	سیاه کوه	۴
NW-SE	۱۲۲	۳۸	معکوس	دهنو	۵
W-E	۶۳	۲۰	---	سردرآباد	۶
NE-SW	۴۱	۱۷	معکوس	کال آبدار	۷
NW-SE	۱۰۳	۶۰	معکوس	سبزوار	۸
NW-SE	۹۷	۸۰	معکوس	رامشین	۹
W-E	۱۳۷	۳۰	---	جوشقان	۱۰
NNE-SSW	۱۳	۳۰	راستالغز	کی‌کی	۱۱
NE-SW	۱۵۰	۴۸	---	انجیلو	۱۲
NE-SW	۱۵	۶۵	معکوس	آرمیان	۱۳
NE-SW	۲۰	۷۵	معکوس	قدس	۱۴
NE-SW	۸	۲۵	معکوس	شیرمار	۱۵
NE-SW	۱۲	۲۵	---	سکون	۱۶
NNE-SSW	۱۷	۲۰	معکوس	سوخته کوه	۱۷

جدول ۴-۹مشخصات گسل‌های شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی

روند گسل	فاصله از میامی(کیلومتر)	طول گسل	سازوکار گسل	نام گسل	ردیف
NE-SW	۲۱	۲۰	معکوس با مولفه چپگرد	چاه سیدان	۱۸
W-E	۳۶	۲۰	راستالغز	سیاه کوه	۱۹
W-E	۲۳	۲۰	راستالغز	میاندشت	۲۰
N-S	۱۵	۱۰	راستالغز	کال طاقی	۲۱
NW-SE	۱۰	۱۱	---	خوندر	۲۲
ENE-WSW	۲۵	۳۴	معکوس	چاه شور	۲۳
W-E	۶۲	۴۰	---	دهملا	۲۴
W-E	۹۷	۱۰۰	راستالغز	دامغان	۲۵
W-E	۴۳	۱۰۵	معکوس	شاهرود	۲۶
W-E	۹۵	۲۴	معکوس	مجن	۲۷
W-E , NE-SW	۹۰	۱۱۰	معکوس-راستالغز	شاه کوه	۲۸
NE-SW	۵	۲۲۰	معکوس-راستالغز	میامی	۲۹
NE-SW	۷۰	۲۰	معکوس-راستالغز	میانکوه	۳۰
ENE-WSW	۶۰	۴۷	معکوس	کوه سرخان	۳۱

جدول ۴-۹مشخصات گسل‌های شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی

ردیف	نام گسل	سازوکار گسل	طول گسل	فاصله از میامی(کیلومتر)	روند گسل
۳۲	رازی	---	۲۸	۶۴	NE-SW
۳۳	تل انبار	معکوس	۷۷	۸۶	NE-SW
۳۴	حاجی آباد	معکوس	۱۶	۱۲۰	NE-SW
۳۵	بادله	معکوس	۸۹	۱۳۳	NE-SW
۳۶	آستانه	راستالغز	۱۰۰	۱۱۱	NE-SW
۳۷	آبرود	معکوس	۲۰	۷۴	NW-SE
۳۸	کوه رزوه	معکوس	۲۷	۹۰	NW-SE
۳۹	سفید سنگ	---	۸۰	۶۴	W-E
۴۰	شترکوه	معکوس	۱۶	۷۳	NW-SE
۴۱	تیغ شوری	---	۷۰	۷۸	ENE-WSW
۴۲	ماجراد	---	۳۶	۷۰	W-E
۴۳	علی آباد	معکوس	۱۰۲	۸۵	ENE-WSW
۴۴	اسفراین	معکوس	۱۲۵	۱۳۸	NW-SE

جدول ۴-۹مشخصات گسل‌های شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی

ردیف	نام گسل	سازوکار گسل	طول گسل	فاصله از میامی(کیلومتر)	روند گسل
۴۵	طزره	معکوس	۷۵	۷۹	W-E
۴۶	علیخان	---	۲۱	۱۳۱	NE-SW
۴۷	کرف	معکوس	۳۵	۱۰۳	W-E
۴۸	علمه	معکوس	۲۰	۱۱۳	NE-SW
۴۹	کورخود	معکوس	۱۵۰	۷۵	NE-SW
۵۰	گلستان	معکوس	۵۰	۱۰۵	W-E
۵۱	دوزین	معکوس امتدادلغز	۲۲	۸۷	NW-SE
۵۲	سواره بالا	معکوس	۶۵	۱۰۵	NE-SW
۵۳	رباط قره بیل	معکوس	۱۷۰	۹۳	W-E , NE-SW
۵۴	سالک	معکوس	۳۰	۲۲	NNE-SSW
۵۵	ابر	معکوس	۸۲	۵۰	NE-SW
۵۶	البرز	معکوس	۴۰۰	۱۲۰	W-E , NE-SW
۵۷	حکم آباد	معکوس	۲۳۲	۱۵	W-E
۵۸	عطاری	معکوس	۱۰۰	۱۳۰	NE-SW
۵۹	نمک ده	معکوس	۳۰	۱۲۰	NE-SW

جدول ۴-۹مشخصات گسل‌های شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی

ردیف	نام گسل	سازوکار گسل	طول گسل	فاصله از میامی(کیلومتر)	روند گسل
۶۰	خزر	معکوس	۵۳۰	۸۸	W-E , NE-SW
۶۱	قله آلاهکوم	---	۳۸	۸۰	N-S
۶۲	هرده جوین	معکوس	۵۰	۱۳۰	NW-SE
۶۳	ابری تپه - گوریان	معکوس	۸۵	۱۲۴	NW-SE , W-E
۶۴	جاجرم	معکوس	۵۵	۵۶	NE-SW
۶۵	گودرگز	---	۲۰	۶۰	NE-SW
۶۶	کوه سیاهچون	معکوس	۲۸	۱۱۳	NNE-SSW
۶۷	چهارچوبه	معکوس	۱۵	۱۲۹	WNW-ESE
۶۸	ناردین	---	۳۵	۵۶	NE-SW
۶۹	سفید علی	امتدادلغز	۱۱	۵۵	NE-SW
۷۰	تکل کوه	معکوس	۱۳۵	۱۲۴	NE-SW
۷۱	شیرویه	---	۲۷	۱۴۱	E-W
۷۲	بیدستان	---	۱۵	۱۴۶	NE-SW
۷۳	چمن‌بید	معکوس	۲۰	۱۳۲	NE-SW
۷۴	دوچیله	امتدادلغز	۱۱	۲۰	N-S

جدول ۴-۹مشخصات گسل‌های شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی

روند گسل	فاصله از میامی(کیلومتر)	طول گسل	سازوکار گسل	نام گسل	ردیف
N-S	۱۲	۱۲	امتدادلغز	عباسمنو	۷۵

با توجه به آنکه توان لرزه‌زایی گسل‌ها با طول گسیختگی و جابه‌جا شده‌ی گسل‌ها در ارتباط هستند، بنابراین رابطه‌ی مستقیمی میان توان لرزه‌زایی و طول گسل وجود دارد. در این ارتباط داده‌هایی مانند سازوکار گسلش، سیمای هندسی گسل و ویژگی‌های لرزه زمین‌ساختی هر گستره را باید مورد توجه قرار داد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱). رابطه میان بزرگی زمین‌لرزه و طول گسیختگی سطحی، زمانی قابل استفاده است که طول گسیختگی سطحی، با استفاده از شواهد زمین‌شناسی موجود باشد. در واقع بر پایه ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی و بررسی گسل‌های فعال، برای برآورد بیشترین توان لرزه‌زایی گسل‌ها، روابطی تجربی ارائه شده است که در این پژوهش چند مورد از این روابط تجربی بررسی و میانگین آن‌ها برای بدست آوردن حداکثر بزرگا، مورد استفاده قرار گرفته شده است:

نوروزی (۱۹۸۵) رابطه (۱۸-۴) را برای حداکثر بزرگای زلزله ارائه کرده است که بر پایه‌ی ۱۰ زمین‌لرزه‌ی بزرگ ایران ارائه شده است:

$$Ms=\frac{= \text{Log L} +0.126}{0.675}$$ (رابطه ۴-۱۸)

در این رابطه L طول گسل بر حسب کیلومتر است.(در اینجا با داشتن طول گسل می توان به بزرگی رسید)

ولز و کوپر اسمیت (۱۹۹۴) بر اساس اطلاعات مربوط به ۲۴۴ زمین‌لرزه در سراسر جهان، از جمله ۱۲ زمین‌لرزه‌ی ایران، رابطه (۱۹-۴) را برای حداکثر بزرگای لرزه‌ای ارائه کردند:

$$Ms = a + b\ (\log L)$$ (رابطه ۴-۱۹)

در رابطه فوق Ms بزرگای گشتاوری زلزله احتمالی و L طول گسل در سطح زمین بر حسب کیلومتر است. ثابت‌های a و b از جدول (۱۰-۴) استخراج می‌شوند.

جدول (۱۰-۴) مقادیر ثابت برای انواع گسل‌ها در رابطه ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴)

نوع گسل	a	B
امتدادلغز	5.16	1.12
معکوس	5.0	1.22
نرمال	4.86	1.32

(Ambraseys & Melvill,1982) نیز رابطه‌ی زیر را براساس زلزله‌های خاورمیانه برای محاسبه حداکثر بزرگای زلزله ارائه کرده‌اند:

$$Ms = 1.429 \mathrm{Log}\ L + 4.629$$ (رابطه ۴-۲۰)

این رابطه L طول گسیختگی گسل بر حسب کیلومتر است.

برای مطالعه لرزه‌خیزی منطقه باید کلیه‌ی گسل‌های فعال (کواترنر، لرزه‌زا، توامند) منطقه را شناسایی کرد و با استفاده از روابط سازگار با تکتونیک منطقه، مورد بررسی قرار گیرد. به طور کلی منطقه مورد مطالعه دارای گسل‌هایی با توان لرزه‌زایی بالا است. با توجه به اینکه یک رژیم فشارشی بر محدوده مطالعاتی حاکم می‌باشد بیشتر گسل‌های به وجود آمده دارای سازوکار معکوس و برخی نیز دارای سازوکار امتدادلغر هستند.

Press(1967)وHousner(1969) به ترتیب فرمول های تجربی زیر را در ارتباط با گسیختگی و بزرگی زلزله ارائه دادند.

$$M = 1.6 \log L + 5.75$$

$$M = 1.5 \log L + 5.34$$

رابطه تجربی selmons(1977)

$$M = 1.11 \log L + 5.15$$

در رابطه تجربی مهاجر اشجعی و نوروزی(۱۹۷۸)، ۵۰٪ درازای گسله به صورت زیر بـه کـار گرفتـه شده است:

$$Ms = \log \frac{L}{2} + 5.4$$

که در آن L درازای گسله به کیلومتر است.

فرمول مهدی زارع(۱۳۷۳) که بر پایه ۲۲ گسل زمین لرزه ای ایران پیاده شده است. در این دستور بزرگای رویداد زمین لرزه، M_w(بزرگای گشتاوری)، به نحوی انتخاب شده است تا در بزرگاهای بیشتر از۶ <Ms و در بزرگاهای کمتر از ۶>Mb در نظر گرفته شود. این انتخاب به این دلیل صورت گرفته است کهM_w قابل توجه ترین بزرگا می باشد. بر اساس این داده ها مشخص گردید که به طور متوسط ۳۷٪ از راستای گسله در رویداد های مهلرزه ای ایران به صورت گسیختگی سطحی زمین لرزه ای نمود یافته است. این رابطه به شکل زیر است:

$$M_w = 0.91 \ln(L_R) + 3.66$$

که در آن L_R عبارت است از ۳۷٪ طول گسل و با ملاحظه M به صورت M_w.

در پیوست ۲توان لرزه‌زایی گسل‌های مهم و فعال شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی با توجه به روابط نوروزی، ولز و کوپراسمیت و آمبرسیز و ملویل و زارع محاسبه شده و میانگین آن‌ها به عنوان توان لرزه‌زایی گسل‌ها ثبت شده است.

۲-۶-۴ خطر لرزه‌ای و تعیین حداکثر شتاب افقی لرزه‌ای به وجود آمده بر اثر فعالیت گسل‌ها

برآورد خطر زمین‌لرزه‌ای شامل تخمین پارامترهای جنبش نیرومند زمین در یک ساختگاه می‌باشد، که مهمترین پارامتر در برآورد خطر زمین‌لرزه‌ای، حداکثر شتاب افقی لرزه‌ای است که از فعالیت چشمه‌های با پتانسیل لرزه‌ای مشخص حاصل می‌گردد (Mirzaei, 1997).

برآورد حداکثر شتاب افقی لرزه‌ای زمین بدون در نظر گرفتن دوره‌ی بازگشت زمین‌لرزه‌ها و احتمالات رویداد به سه روش زیر صورت می‌پذیرد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵):

۱- استفاده از شتاب نگاشت‌های موجود در منطقه و بررسی آمار زمین‌لرزه‌های روی داده در محدوده مورد مطالعه، که این روش ساده‌ترین راه برای ارزیابی خطر زمین‌لرزه‌ای می‌باشد.

۲- استفاده از دستورهای آزمایشی تضعیف حداکثر شتاب افقی لرزه‌ای در رابطه با بزرگای زمین‌لرزه‌ها.

۳- استفاده از دستورهای آزمایشی پیوند میان شدت تخریب نسبی زمین‌لرزه (در مقیاس مرکالی) و حداکثر شتاب افقی لرزه‌ای.

در این پژوهش از روش سوم استفاده شده که به این منظور پس از محاسبه‌ی حداکثر پتانسیل لرزه‌ای منسوب به هر کدام از گسل‌های منطقه مورد مطالعه، چندین نقطه را روی هر گسل در نظر گرفته و با توجه به حداکثر پتانسیل لرزه‌ای آن گسل، حداکثر شتاب افقی لرزه‌ای در محل گسل محاسبه شده و به این نقاط نسبت داده می‌شود. برای تعیین و محاسبه‌ی پارامتر حداکثر شتاب افقی زمین در محل گسل‌ها، پس از به دست آمدن حداکثر پتانسیل لرزه‌ای برای گسل‌های ۱۵۰ کیلومتری شعاع اطراف شهر میامی، با استفاده از دستور تجربی (Ambraseys & Melvill,1982) که بر پایه‌ی ۵۱۱ زمین‌لرزه در ایران به دست آمده است، مقدار شدت نسبی زلزله (Io) بر اساس حداکثر بزرگای سطحی زلزله محاسبه می‌شود.

$$Io = 1.3\ Ms + 0.09$$

در رابطه نماد Io مقدار شدت نسبی زلزله محتمل و Ms مقدار حداکثر بزرگای لرزه‌ای ممکن برای گسل می‌باشد.

سپس با استفاده از دستور تجربی تریفوناک و بردی (۱۹۷۵) ، حداکثر شتاب افقی لرزه‌ای بر حسب سانتیمتر بر مجذور ثانیه (cm/s^2) بر اساس مقادیر شدت نسبی به دست می‌آید.

$$\text{Log } a_h = 0.014 + 0.3 \text{ Io}$$

در این رابطه a_h مقدار حداکثر شتاب افقی لرزه‌ای گسل است و Io مقدار شدت نسبی زلزله محتمل برای گسل می‌باشد.

برای به دست آوردن رابطه‌ی میان بزرگی زلزله و حداکثر شدت زمین لرزه در کانون مـه‌لـرزه ای از روابط تجربی زیر می توان استفاده کرد.

۱- دستور تجربی آمبرسز و ملویل(۱۹۸۲) که در آن I_oشدت نسبی زلزله در کانون زلزله بر حسب مقیـاس مرکالی است.

$$I_0 = 1.04Mb + 2.6$$

$$I_0 = 1.3Ms + 0.09$$

۲- دستور تجربی مهاجر اشجعی و نوروزی(۱۹۷۸) برای زلزله های با عمق کـانونی کـوچکتر از ۶۰ کیلومتر

$$I_0 = 1.7Ms - 2.8$$

برای برآورد حداکثر شدت زمین لرزه در هر فاصله ای از کانون زلزله دستورهای آزمایشـی بـه قـرار زیر وجود دارد:

خادمی(۲۰۰۲) برابر کد ساختمان سازی ۱ و ۲ ایران فرمول زیر را پیشنهاد داد:

$$Y = \exp(C_۲M)(R + C_۳\exp(C_۴M)C_۵) + C_۶S$$

که در اینجا Y همان g می باشد و ثابت‌های C که به صورت زیر تعریف شده است:

$C_۲$=۰/۴۱۷۳۴۲ ,$C_۳$=۰/۰۰۱ ,$C_۴$=۰/۶۵ ,$C_۵$= -۰/۰۳۵۱۱۱۹ ,$C_۶$= -۰/۰۳۵۸۵۲,

$C_۱$=۰/۰۴۰۳۱۱

برای سنگ S=۰ و برای خاک S=۱.

شرایط ساختگاهی سنگ به ساختگاهی اطلاق می شود که خصوصیات ان منطبق بر خصوصیات زمین نوعI یاII در آیین نامه طراحی ساختمانها در برابر زلزله، استاندارد ۲۸۰۰ ایران باشد.

شرایط ساختگاهی خاک به ساختگاهی اطلاق می شود که خصوصیات ان منطبق بر خصوصیات زمین نوع III یا IV در آیین نامه طراحی ساختمانها در برابر زلزله، استاندارد ۲۸۰۰ ایران باشد.

بزرگی به کار رفته در این رابطه، از جنس بزرگی گشتاوری است. در مواردی که این پارامتر برای یک زلزله مشخص بوده، مستقیما از آن استفاده شده است اما در صورت عدم وجود، برای بزرگی های کمتر از ۵، این پارامتر برابر بزرگی امواج حجمی و برای بزرگی های بیش از ۵، برابر بزرگی امواج سطحی فرض شده است.همچنین فاصله تعریف شده در این رابطه فاصله تا گسلش سطحی است.

Chandra,et al(1976) بر پایه ۱۲ نقشه خمهای هم لرزه زمین های سده بیستم ایران زمین، دستورهای آزمایشی زیر را برای کاهش شدت زمین لرزه های ایران پیشنهاد می کند.

۱- میانگین کاهش شدت تا دوری کمتر از ۱۲۰کیلومتری زلزله از دستورات زیر به دست می آید:

رابطه ۴-۳۰

$$IR = I_0 + 6.453 - 0.0012R - 4.96\log(R+20)$$

IR = شدت زمین لرزه در شهر میامی در مقیاس مرکالی

I_o = شدت زمین لرزه در محل کانون زمین لرزه در مقیاس مرکالی

جدول (۱۱-۴) حداکثر شتاب لرزه‌ای افقی و حداکثر پتانسیل لرزه‌ای به دست آمده برای گسل‌های ۱۵۰ کیلومتری شعاع شهر میامی با استفاده از رابطه چاندرا

گسل	فاصله تا میامی(کیلومتر)	شدت در کانون			شدت درمیامی(رابطه چاندرا) IR(CH)	بیشینه شتاب افق(g) تریفوناک و بردی	بیشینه شتاب قایم تریفوناک و بردی	رابطه خادمی (شتاب افقی
		I 0(A &M)	I0(N& M)	Av I0				
میامی	5	9	11	10	10	0.68	0.34	0.62
خزر	88.81	9	11	10	10	0.08	0.04	0.08
سیاه کوه	38.01	9	10	9.5	10	0.17	0.08	0.19
حکم آباد	15.08	9	11	10	10	0.67	0.34	0.58
ترود	94.08	9	10	9.5	10	0.08	0.04	0.04
عطاری	130.13	9	10	9.5	10	0.04	0.02	0.01
قدس	19.47	9	10	9.5	10	0.34	0.17	0.3
ارمیان	14.99	9	10	9.5	10	0.34	0.17	0.3
سفیدعلی	55.98	9	10	9.5	10	0.17	0.08	0.18
رباط قره بیل	92.83	9	10	9.5	10	0.08	0.04	0.1
کردخود	74.98	9	11	10	10	0.17	0.08	0.17
سواره بالا	105.82	9	10	9.5	10	0.04	0.02	0.07
تکل کوه	123.57	9	10	9.5	10	0.04	0.02	0.08
البرز	120.56	9	10	9.5	10	0.04	0.02	0.09
تل انبار	86.72	9	10	9.5	10	0.08	0.04	0.1
علی اباد	84.63	9	10	9.5	10	0.08	0.04	0.11

شاهرود	43.26	9	10	9.5	10	0.17	0.08	0.15
شاهکوه	90.45	9	10	9.5	10	0.08	0.04	0.05
تازاره	79.99	9	10	9.5	10	0.08	0.04	0.07
استانه	111.6	9	10	9.5	10	0.04	0.02	0.03
ابر	50.25	9	10	9.5	10	0.17	0.08	0.15
گلستان	105.17	9	10	9.5	10	0.04	0.02	0.03
جاجرم	56.43	9	10	9.5	10	0.17	0.08	0.15
ابری تپه گوریان	124.23	9	10	9.5	10	0.04	0.02	0.03
رامشین	97.79	9	10	9.5	10	0.08	0.04	0.05
آبرود	74.96	9	10	9.5	10	0.08	0.04	0.07
سبزوار	103.62	9	10	9.5	10	0.04	0.02	0.07
گچشور	25.64	8	9	8.5	9	0.17	0.08	0.15
انیجیلو	149.38	9	10	9.5	10	0.04	0.02	0.04
لارستان	149.02	8	9	8.5	9	0.02	0.01	0.03
علیخان	131.46	8	9	8.5	9	0.02	0.01	0.03
کوه رزوه	90.26	8	9	8.5	9	0.04	0.02	0. 05
شترکوه	73.9	8	9	8.5	9	0.04	0.02	0.05
ماجراد	70.55	8	9	8.5	9	0.04	0.02	0.05
سفیدسنگ	64.72	9	10	9.5	10	0.08	0.04	0.09
تیغ شوری	78.4	9	10	9.5	10	0.08	0.04	0.09
شیمار	6.9	8	9	8.5	9	0.34	0.17	0.3
چاه شیدان	21.11	8	9	8.5	9	0.17	0.08	0.15
سوخته کوه	16.59	8	9	8.5	9	0.17	0.08	0.15
کیکی	12.55	8	9	8.5	9	0.17	0.08	0.15
سالک	22.23	8	9	8.5	9	0.17	0.08	0.15

قله الاهکوم	80.56	8	9	8.5	9	0.04	0.02	0.05
مظفراباد	137.58	8	9	8.5	9	0.02	0.01	0.03
سرداراباد	63.18	8	9	8.5	9	0.04	0.02	0.03
کاله انبار	41.45	8	9	8.5	9	0.08	0.04	0.09
آب اسمانو	12.09	8	8	8	8	0.17	0.08	0.16
کال طاقی	15.89	8	8	8	8	0.17	0.08	0.16
دوچیله	20.21	8	8	8	8	0.08	0.04	0.09
میاندشت	23.67	8	9	8.5	9	0.17	0.08	0.18
جوشقان	137.37	8	9	8.5	9	0.02	0.01	0.01
شیرویه	141.79	8	9	8.5	9	0.02	0.01	0.01
اسفراین	138.25	8	9	8.5	9	0.02	0.01	0.01
خواجه رباط	146.06	8	8	8	8	0.09	0.05	0.1
چمن بید	132.39	8	9	8.5	9	0.02	0.01	0.02
کرف	103.19	8	9	8.5	9	0.02	0.01	0.02
کوه سیاچون	113.89	8	9	8.5	9	0.02	0.01	0.03
چهارچوبه	129.15	8	8	8	8	0.02	0.01	0.03
دوزین	87.97	8	9	8.5	9	0.04	0.02	0.05
کوه سرخان	60.35	9	9	9	9	0.08	0.04	0.1
رازی	64.14	8	9	8.5	9	0.04	0.02	0.03
میانکوه	70.9	9	9	9	9	0.08	0.04	0.09
مجن	95.46	8	9	8.5	9	0.04	0.02	0.05
بالاده	133.69	9	9	9	9	0.04	0.02	0.05
نمکده	120.24	9	9	9	9	0.04	0.02	0.05
علمه	113.26	8	9	8.5	9	0.02	0.01	0.02

0.09	0.04	0.08	9	8.5	9	8	56.93	ناردین
0.05	0.02	0.04	9	8.5	9	8	60.25	گودرگاز
0.05	0.02	0.04	10	9.5	10	9	130.23	هرده جوین
0.15	0.08	0.17	9	8.5	9	8	9.66	خوندر
0.15	0.08	0.17	9	8.5	9	8	12.63	سکون
0.09	0.04	0.08	9	8.5	9	8	36.31	سیاهکوه
0.07	0.04	0.08	9	9	9	9	62.5	دهملا
0.05	0.04	0.08	10	9.5	10	9	97.48	دامغان
0.01	0.01	0.02	9	8.5	9	8	146.84	بیدستان
0.01	0.01	0.02	8	8	8	8	120.94	حاجی اباد
0.03	0.02	0.04	10	9.5	10	9	122.32	دهنو
0.03	0.02	0.04	9	9	9	9	118.67	بیزه

۴-۶-۳- تعیین میزان بیشینه شتاب افقی با استفاده از نرم افزار EZ-Frisk

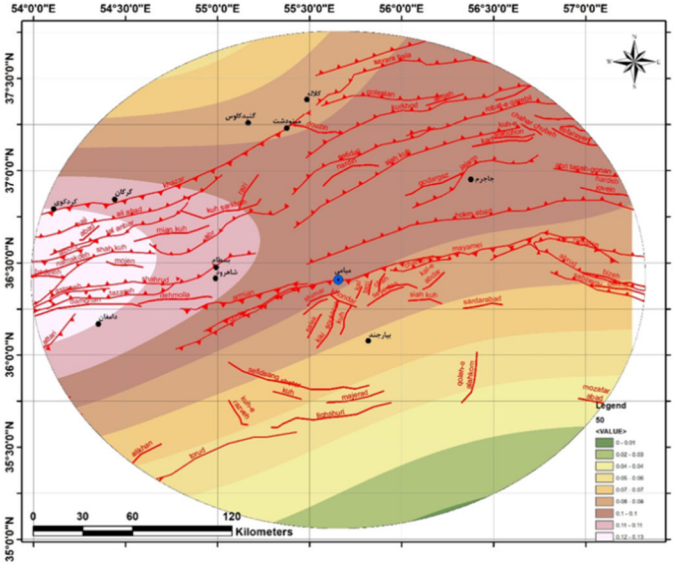
در این پژوهش به منظور ارزیابی لرزه خیزی منطقه مورد مطالعه و تعیین میزان شتاب زمین حاصل از زمین لرزه های احتمالی از نرم افزار EZ-Frisk ستفاده شده است. این نرم افزار که در سال 2002 کد نویسی شده است، نقاط ضعف نرم افزار های قبلی را پوشش می دهد. به عنوان مثال پارامترهایی همچون عمق سایزموژنیک را لحاظ کرده، این نرم افزار کلیه سطح چشمه لرزه‌ای را به صورت شبکه بندی در نظر می‌گیرد. (2008) brahamson-Silva، Ambraseys et al (2005)، Boore-Atkinson (2008)، Campbell-Bozorgnia (2008)، Chiou-Youngs (2008) و .Idriss (2008) . در این مطالعه، گستره مورد نظر به شبکه ای از نقاط با فاصله تقریبا دو کیلومتر تقسیم شده است.

جدول (۴-۱۲) روابط کاهندگی مورد استفاده در میامی

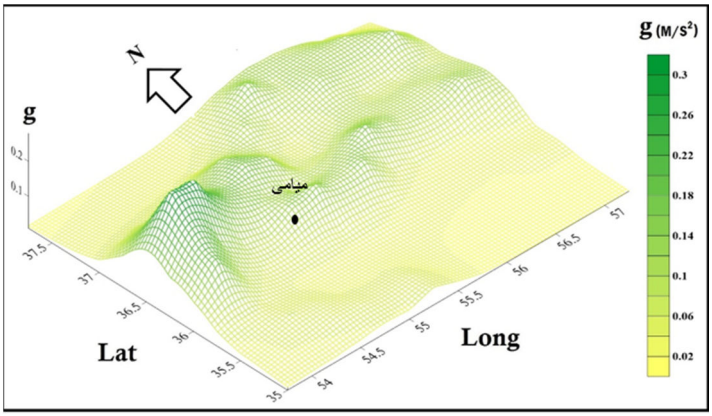
روابط کاهندگی استفاده شده	Idriss (2008)	Campbell-Bozorgnia (2008)	Chiou-Youngs (2008)	Boore-Atkinson (2008)	Ambraseys et al (2005)	Abrahamson-Silva (2008)
درصد بهره‌گیری	۵	۲۵	۱۵	۳۵	۵	۱۵

محاسبه بیشینه شتاب افقی برای دوره های بازگشت، 50،75،435، سال برای این پژوهش صورت گرفته که این نتایج با استفاده از نرم افزار Surfer، به صورت نقشه خطوط هم شتاب و نقشه سه بعدی شتاب ترسیم شده نتایج نشان دهنده تقسیم شدن محدوده مورد مطالعه به 5محدوده با سطح خطر متفاوت بر حسب شتاب گرانشی(g) است که عبارتنداز:

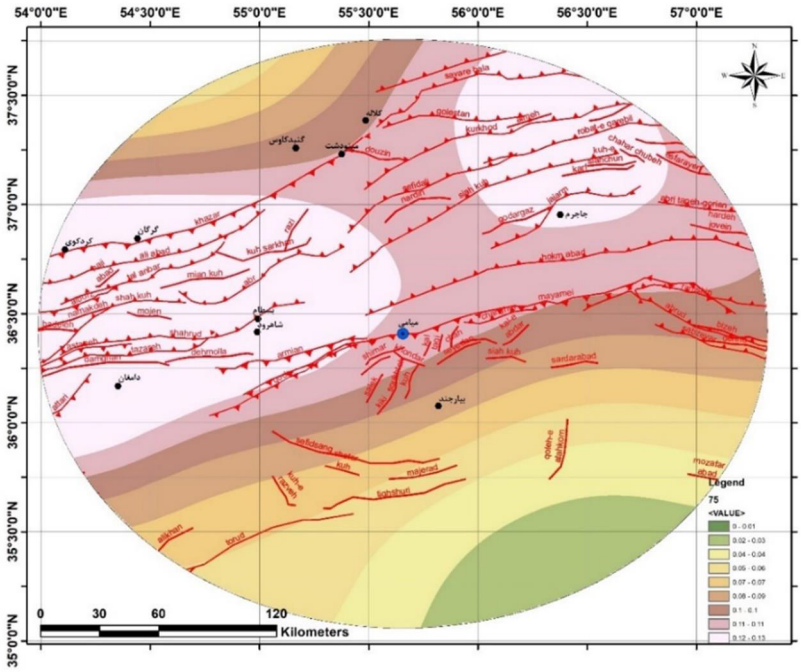
نواحی با خطر نسبی خیلی زیاد با بیشینه شتاب بیش از ۰/۳۵، مناطق با بیشینه شتاب بین ۰/۳۰ تا ۰/۳۵، با خطر لرزه های زیاد، نواحی با خطر لرزه های متوسط شامل مناطق با بیشینه مقادیر شتاب بین ۰/۲۵ تا۰/۳۰ مناطق با مقادیر شتاب ۰/۲۰ تا ۰/۲۵، معرفی نواحی با خطر لرزه های کم شامل مناطق با بیشینه شتاب بین مقادیر کمتر ار ۰/۲۰ که نواحی با خطر لرزه های خیلی کم را نشان می دهد.



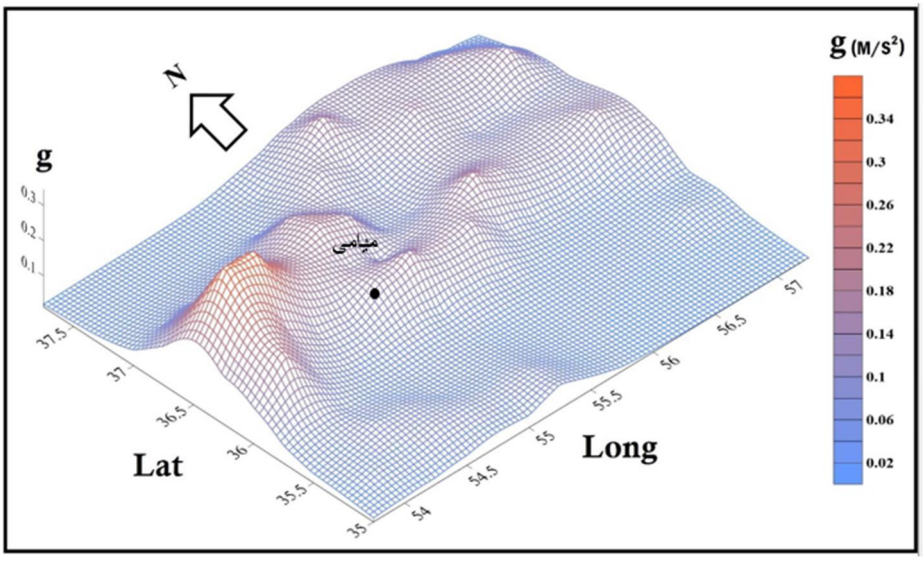
شکل۴-۵: نقشه خطوط هم شتاب لرزه‌ای برای محدوده‌ی مورد مطالعه در دوره بازگشت برای ۵۰ سال



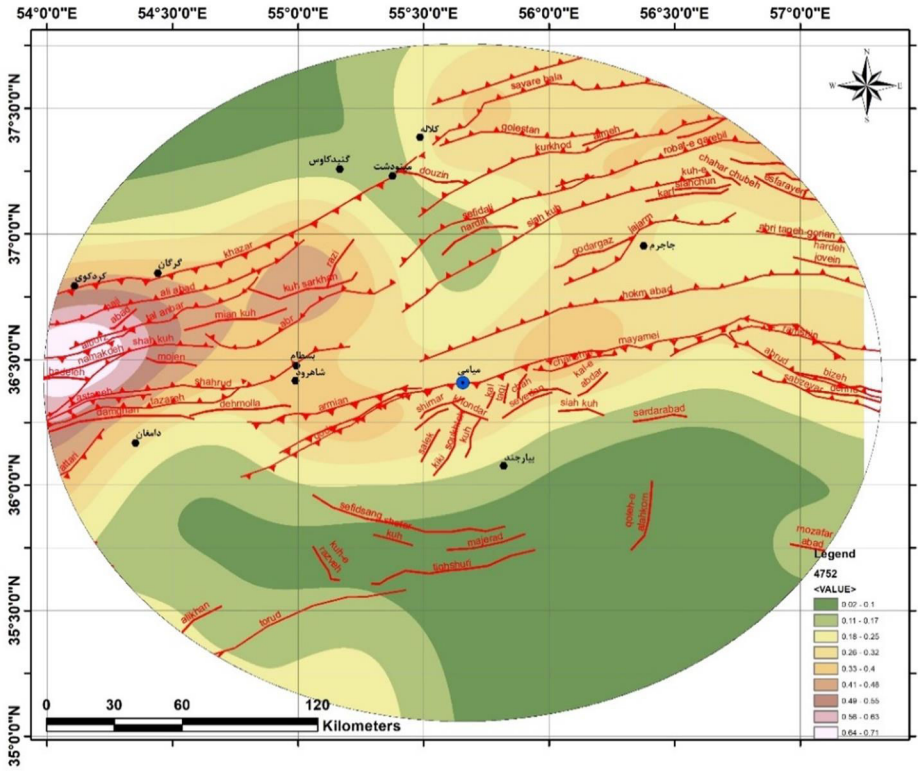
نقشه سه بعدی شتاب لرزه ای برای محدوده مورد مطالعه در دوره بازگشت برای ۵۰ سال



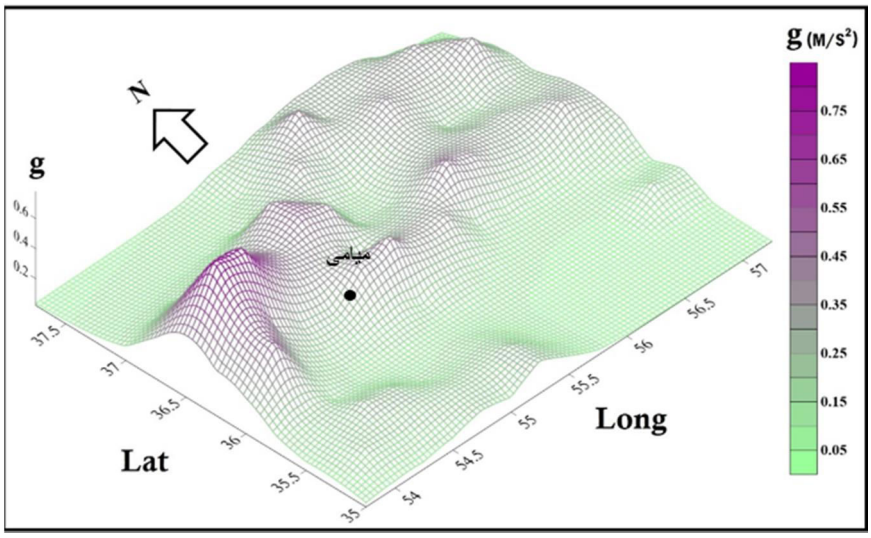
شکل۴-۶ نقشه خطوط هم شتاب لرزه‌ای برای محدوده‌ی مورد مطالعه در دوره بازگشت برای ۷۵ سال



نقشه سه بعدی شتاب لرزه ای برای محدوده مورد مطالعه در دوره بازگشت برای ۷۵ سال

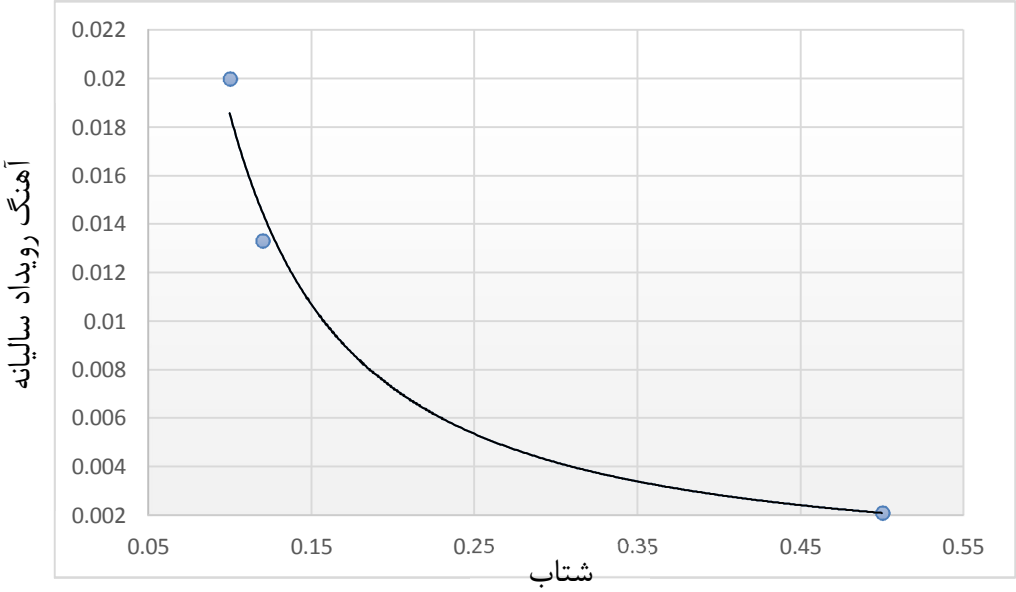


شکل۴-۷: نقشه خطوط هم شتاب لرزه‌ای برای محدوده‌ی مورد مطالعه در دوره بازگشت برای ۴۷۵ سال



نقشه سه بعدی شتاب لرزه ای برای محدوده مورد مطالعه در دوره بازگشت برای ۴۷۵ سال

با در نظر داشتن طبیعت احتمالی توابع کاهندگی، تابع توزیع بزرگا برای هر چشمه، توزیع احتمال فاصله نقطه آغاز گسلش تا محل ساختگاه و بهره گیری از تیوری احتمال کل می توان بر هم نهی نظام مندی از آثار گسلهای مختلف ترتیب داد و در نهایت احتمال فراگشت سالیانه پارامترهای جنبشی را در هر سطح محاسبه و به صورت منحنی خطر ترسیم نمود که در اینجا برای میامی تهیه گردید.



نمودار۴-۱۱- تهیه منحنی خطر زلزله شهر میامی

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

همانگونه که در فصول قبل بیان شد در گستره ۱۵۰ کیلومتری اطراف شهر میامی بزرگترین زمین‌لرزه‌های روی داده در منطقه، ، رویداد زمین‌لرزه‌ای ۱۲ فوریه سال ۱۹۵۳میلادی با بزرگای Mb = 6.9 و زمین‌لرزه‌ی ۲۹ اکتبر ۱۹۸۵ با بزرگای Mw = 6.2 و زلزله ۷ اکتبر سال۲۰۰۴ میلادی با بزرگای ML=6.2 می‌باشد.

با بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی منطقه مورد مطالعه و استفاده از دو رابطه مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر و توزیع نهایی کیکو-سلوول، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها برای منطقه تخمین زده شده است. نتایج حاصل از روش گوتنبرگ- ریشتر نشان دهنده‌ی رخدادهای لرزه‌ای با بزرگاهای ۳/۹، ۵/۲، ۶/۱ ، ۶/۵ و ۷/۹ در بازه‌های زمانی ۱، ۱۰، ۵۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ سال است. این در حالی است که بزرگای لرزه‌ای حاصل از روش کیکو- سلوول برای بازه‌های زمانی بیان شده به ترتیب برابر با ۳/۵، ۴/۸، ۵/۶ ، ۵/۹ و ۷ می‌باشد.

پارامتر جنبش نیرومند زمین برای مؤلفه حداکثر شتاب افقی نیز به روش احتمالی و بر اساس میزان حداکثر شدت زلزله‌ای که گسل می‌تواند ایجاد کند برای گسل‌های شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی محاسبه شده، که این امر در شناخت مناطق با خطر لرزه‌ای می‌تواند کمکی شایانی داشته باشد و از آن به منظور مقاوم‌سازی و کنترل طراحی سازه‌های موجود و آتی در مقابل خطر زمین‌لرزه‌ای، می‌توان بهره برد. با توجه به نتایج به دست آمده از محاسبه حداکثر شتاب افقی لرزه‌ای و نقشه خطوط هم‌شتاب برای گسل‌های شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی، می‌توان در مورد گسل‌های منطقه موارد زیر را بیان کرد:

۱- مهم‌ترین چشمه‌های لرزه‌زا در شعاع ۱۵۰ کیلومتری شهر میامی، گسل‌های میامی، حکم آباد و ارمیان می‌باشند که به ترتیب با توان لرزه‌زایی ، Ms=8، Ms=8 و Ms=7.9 نسبت به سایر چشمه‌های لرزه‌زای مهم منطقه، بیشترین شتاب لرزه‌ای را در این منطقه ایجاد می‌نمایند.

رویدادهای بزرگ در منطقه مورد مطالعه به طور معمول با گسلش سطحی همراه هستند و سازوکار چیره زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه از نوع فشاری و راستالغز می باشد و بر روی گسل‌هایی از

نوع معکوس و راستالغز که عمدتا به موازات دو روند شمال‌خاوری- جنوب باختری و خاوری-باختری هستند، روی می‌دهند.

بیشینه شتاب افقی محاسبه شده در منطقه مورد مطالعه در اطراف گسلهای میامی،حکم آباد و ارمیان می‌باشد که به ترتیب ۰/۶۸، ۰/۶۷ و ۰/۳۵ شتاب گرانشی(g) می‌باشد

بر اساس نقشه هم‌شتاب لرزه ای بیشینه شتابی که از گسلهای فعال بر میامی وارد می شود بطور متوسط 0.4g برآورد شده است که۶۳ درصد منطقه در کلاسهای خطر زیاد و خیلی زیاد از نظر لرزه خیزی قرار دارد.

پیشنهادات:

با توجه به نتیجه مطالعه حاضر و با توجه به توان لرزه زایی گسلهای محدوده مورد مطالعه مخصوصا گسل میامی که کمترین فاصله را با شهر میامی دارد و در صورت وقوع زلزله بیشترین شتاب را به سازه‌های شهر میامی وارد خواهد کرد در طراحی ساختمانها و نیز رعایت حریم گسل میامی در توسعه‌ی شهر و روستاهای مجاور گسل میامی مورد توجه قرار گیرد.

مراجع

[۱] آرین، م.، پورکرمانی، م. (۱۳۸۳). اجزای زمین‌ساختی دامنهٔ جنوبی البرز مرکزی، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم. تهران.

[۲] آقانباتی، س. ع. (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران. تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۳ ص

[۳] افتخارنژاد، ج.، آقانباتی، ع.، ناظر، ن.، حامدی، ع.، نبوی، م. (۱۳۷۰) نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی

[۴] افتخارنژاد، ج.، آقانباتی، ع.، حمزه پور، ب.، (۱۳۵۵) نقشه زمین‌شناسی۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی

[۵] امینی چهرق،ر.، (۱۳۸۰) نقشه ۱۰۰۰۰۰ میامی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

[۶] باقری، ف.، سعیدی، ع.، بوذری، س.،(۱۳۸۷) تحلیل هندسی چنبشی نیمه باختری گسل میامی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی،دوره ۱۸، شماره ۶۹

[۷] بختیاری،س.، (۱۳۹۴) اطلس راههای ایران، انتشارات مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی

[۸] بربریان، م.، قریشی، م.، طالبیان.، شجاع طاهری، ج. (۱۳۷۵). پژوهش و بررسی نوزمین‌ساخت، لرزه-زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه - گسلش در گسترهٔ سمنان، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

[۹] پور کرمانی، م.، آرین، م (۱۳۷۶). سایزموتکتونیک (لرزه زمین‌ساخت)، شرکت مهندسی مشاور دز آب.

[۱۰] خادمی، م. (۱۳۷۶). بررسی و تحلیل ساختاری گسله‌های دامغان و عطاری در منطقه دامغان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

[۱۱] خادمی، م.، شهریاری، س. (۱۳۸۵). پایانه باختری گسل ترود: مثالی کلاسیک از پایانه گسل‌های راستالغز، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم.

[۱۲] خلعتبری، م.،(۱۳۷۸)، ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس اباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی

[۱۳] حسامی، خ.، جمالی، ف و طبسی، ف.، (۱۳۸۲) نقشه گسلهای فعال ایران، پژوهشگاه بینالمللی زلزله-شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران.

[۱۴] دانشجو، ف. (۱۳۷۸). مبانی مهندسی زلزله و آنالیز ریسک، انتشارات دانش فردا.

[۱۵] درویش زاده، ع. (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران- چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم، بر اساس مصوبه شورای عالی برنامه ریزی وزارت علوم. انتشارات امیر کبیر.

[۱۶] رمضی، ح. ر. (۱۳۸۷). مطالعات لرزه زمین‌ساخت و پهنه‌بندی خطر نسبی زمین‌لرزه استان سمنان زمین‌لرزه استان سمنان. مهندسین مشاور زمین موج گستر، سازمان مسکن و شهرسازی.

[۱۷] زارع، م. (۱۳۸۴). مقدمه‌ای بر زلزله شناسی کاربردی. چاپ اول. تهران: پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

[۱۸] زارع رییس‌آبادی، ح.، (۱۳۹۰) مطالعه لرزه زمین ساخت و ارزیابی خطر لرزه‌ای گسلهای فعال در استان سمنان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان.

[۱۹] سلامتی، ر.، (۱۳۸۲)، ورقه ۱۰۰۰۰۰ ری آباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی

[۲۰] سلیمانی، ش. (۱۳۷۸). رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان. موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

[۲۱] سیاهکلی مرادی، ع.، میرزایی، م.، رضاپور، م. (۱۳۸۳). روابط تضعیف شدت زمین‌لرزه در ایران، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران. تهران

[۲۲] سعیدی، ع.، عندلیبی، م.، (۱۳۷۱)نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گنبد کاووس، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران

[۲۳] شیخ الاسلامی، م. ر.، جوادی، ح. ر.، اسدی سرشار، م.، آقاحسینی، ا.، کوه‌پیما، م.، وحدتی دانشمند، ب.، (۱۳۹۳). دانشنامه‌ی گسله‌های ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۰ ص.

[۲۴] صادقی، ش.، ذوالفقاری، م.، حسن پور، ج.، توکلی، ح. ر. (۱۳۸۹). لرزه‌زمین‌ساخت و تحلیل خطر زلزله، خدمات مهندسی پروژهٔ تونل انتقال آب از سد امیر کبیر به تصفیه خانه شماره ۶ تهران، شرکت آب منطقه‌ای تهران.

[۲۵] صالحی‌راد، ر.، علوی، م.، ژنی، ژ.، استامفلی، ج. (۱۳۶۹) نقشه زمین شناسی۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی

[۲۶] طاووسیان، ش.، زهره‌بخش، ا.،(۱۳۵۰) نقشه زمین شناسی۱:۲۵۰۰۰۰ سبزوار، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی

[۲۷] عباسی، م. (۱۳۸۶). لرزه‌زمین‌ساخت و هندسهٔ دگریختی البرز با نگرشی بر گسترهٔ دارای پیشینهٔ لرزه‌خیزی، پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران.

[۲۸] عظیمی حسینی، م.، نظری‌فر، م.ه. و مومنی،ر.، (۱۳۸۹)،کاربردGIS در مکان یابی،انتشارات مهرگان قلم، ص ۲۶۹-۲۳۹

[۲۹] علوی، م.، هوشمندزاده، ع.، (۱۳۵۵) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی

[۳۰] قریب، ف.، فتوتی، و.، (۱۳۸۲) ، ورقه ۱۰۰۰۰۰ جاجرم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی

[۳۱] مردانی، م.، مافی، م. (۱۳۸۵). لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت گسترهٔ البرز و پیرامون، سازمان زمین-شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

[۳۲] میربیگی، ن. (۱۳۹۲). ارزیابی فعالیت های زمین ساختی ناحیه میامی براساس شاخص های مورفوتکتونیک، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود.

[۳۳] نورافکن، ۱. (۱۳۹۱). تحلیل ساختاری چین خوردگی و گسلش در ناحیه چهل دختر (شمال خاوری شاهرود)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود.

[۳۴] نبوی، م. ح. (۱۳۵۵). دیباچه ای بر زمین شناسی ایران.

[۳۵] هوشمندزاده، ع.، علوی نائینی، م.، حقی پور، ع. (۱۳۵۷). تحول پدیده های زمین شناسی ناحیه ترود (از پرکامبرین تا عهد حاضر). سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸ صفحه

[36] Alavi-Naini, M. (1972**)**. "Etude geologique de la region de Djam." *Gelo. Surv. Iran*, Tehran.

[37] Alavi, M. (1996). "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran." *Journal of Geodynamics,* Vol. 21, pp. 1-33.

[38] Ambraseys, N. N. (1976). "The relocation of epicenters in Iran." *Geophys J R Astr Soc* Vo1. 53, pp. 117–121.

[39] Ambraseys, N.N., Melville, CP. (1982**)** "*A history of Persian earthquakes*." Cambridge University Press, UK.

[40] Ambraseys, N. (1974). "Historical Seismicity of north-central Iran. In materials for the study of seismotectonic of Iran, north central Iran". *Geol Surv*, Vo1. 29, pp. 47-95.

[41] Ambraseys, N., and Jackson, J. (1998). "Faulting Associated With Historical and Recent Earthquakes in the Eastern Mediterranian Region." *Geophysics J.*, Vol. 133, pp. 390-406.

[42] Ambraseys, N., & Douglas, J. (2000). "Reappraisal of the effect of vertical ground motions on response." *ESEE Report 00-4. Department of Civil and Environmental Engineering*, Imperial College, London.

[43] - Angelier, J.,(1976)**,** Fault slip analysis and paleostress reconstruction: (chapter 4), 72 p

[44] Angiolini, L., Gaetani, M., Mattoni, G., Stephenson, M.H. & Zanchi, A. (2007). "Tethyan oceanic currents and climate gradients 300 m.y." *ago. Geology*, Vol. 35, pp.1071-1074

[45] Baker, C., Jackson, J. and Priestley, K., (1993), Earthquakes on the Kazeron line in the Zagros mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold and-thrust belt, Geophys. J. Int. 115, 41–61.

[46] Berberian, M. (1976). “Contribution on the Seismotectonics of Iran, Part II.” *Geological Survey of Iran*, Report No. 39, 517 pp.

[47] Berberian, M. (1977). “Contribution on the Seismotectonics of Iran, Part III.” *Geological Survey of Iran*, Report No. 40, 279 pp.

[48] Berberian, M. (1983). “Contribution on the Seismotectonics of Iran, Part IV.” *Geological Survey of Iran*, Report No. 52, 700 pp.

[49] Berberian, M. (1976). “An Explanatory Note on The First Seismotectonic Map of Iran A Seismo-Tectonic Review of The Country.” *Geological survey of Iran*, Vo1. 39, pp. 7-141.

[50] Berberian, M. & King, G. (1981). “Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran.” *Canadian Journal of Earth Science*." Vo1.18, pp. 210-265.

[51] Berberian, M. (1981). “Active Faulting and Tectonics of Iran, in Zagros, Hindu Kush.” *8 / JSEE: Spring 2006*, Vol. 8, No. 1.

[52] Berberian, M. and Yeats, R.S. (1999). “Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau.” *Bull. Seismol. Soc. Am*. Vo1. 89, pp. 120-139.

[53] Berberian, M., Qorashi, M., Arzhangravesh, B., and Mohajer-Ashjai, A. (1983). “Recent Tectonics, Seismotectonic, and Earthquake- Fault Hazard Study of the Greater Qazvin Area”, *Geol. Surv. Iran*, Vol. 57, 84p.

[54] Berberian, M., Qorashi, M., Arzhangravesh, B., and Mohajer-Ashjai, A. (1985). “Recent Tectonics, Seismotectonics, and Earthquake- Fault Hazard Study of the Greater Tehran Region”, *Geol. Surv. Iran*, Vo1. 56, 316s.

[55] Brunet, M.F., Korotaevb, M.V., Ershovb, A.V., Anatoly M. & Nikishin A.M. **(2003).** "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling." *Sedimentary Geology*, Vo1. 156, pp. 119–148.

[56] Bune, V. I. (1979). The methodology for mapping regional seismic zones. In *Meeting of the Working Group* (Vol. 4, pp. 95-103).

[57] Campbell, KW., Bozorgnia, Y. (2003). “Updated Near-Source Ground Motion (Attenuation) Relations for the Horizontal and Vertical Components of Peak Ground Acceleration and Acceleration Response Spectra.” *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 1.

[58] Chandra, U., McWhorted, J. G. and Nowroozi, A.A. (1979). “Attenuation of intensities in Iran.” *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vo1.69, pp. 237-250.

[59] Coppersmith, K. J. and Wells, D. L. (1994). “New Empirical Relationship among Magnitude, Rupture, Length, Rupture Area, and Surface Displacement.” *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, pp. 974 -1002.

[60] Davoudzadeh, M., Soffel, H. E. I. N. R. I. C. H., & Schmidt, K. (1981). On the rotation of the Central-East Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, *3*, 180-192.

[61] -Donovan, N. C., (1973). A statistical evolution of strong motion data including the February 9, 1971 San Fernando earthquake. Pros. 5 the World Cnf. Earth. Eng., Rome.

[62] El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez,T., Chacon, J., Keller, E. A.(2008), Assessment of Relative Active Tectonics, Southwest Border of the Sierra Nevada (Southern Spain).

[63] Gao L, Wallace TC (1995). “The 1990 Rudbar-Tarom Iranian earthquake sequence: evidence for slip partitioning.” *J. Geophys Res,* Vo1. 100, pp. 15317–15332.

[64] Gardner, J. K. and Knopoff, L. (1974). “Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed.” *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vo1. 64, pp. 1363–1367.

[65] Ghodrati Amiri, G., Mahdavian, A. and Manouchehri Dana, F. (2007). “Attenuation relationships for Iran.” *J. Earthquake Eng*, Vo1. 11, pp. 469-492.

[66] Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. & Hassanzadeh, J. (2006a). “Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined

conjugate strikeslip and thin-skinned deformation." *Geosphere* 2/1, 35–52; doi: 10.1130/GES00019.1.

[67] Gutenberg, B. and Richter, F.C. (1954). "Seismicity of the Earth and Associated Phenomena." 2nd Edition, *Princeton University Press, Princeton, New Jersey*, 310pp.

[68] Hancock, P.L. (1994). "*Continental deformation. Pergamon Press Ltd, Headington Hill.*" Oxford OX3 OBW, England.

[69] Hessami, K., Tabassi, H., Okumura, K., Abbassi, M.R., and Azuma, T. (2005). "Surface Deformation and the Fault Responsible for the December 26, 2003 Earthquake at Bam, Iran", *Earthquake Spectra*, 21(3), 113-123.

[70] Jackson, J., Priestly, K., Allen, M., Berberian, M. (2002). "Active tectonics of the south Caspian Basin." *Geophys J Int*, Vo1.148, pp. 214–245.

[71] Jackson, M. P. A., Cornelius, R. R. Craig, C. H., Gansser, A., Strocklin, J. & Talbot, J. C. (1990). "Salt Diapirs of the Great kavir, Central Iran." *Geological Society of America*.

[72] Jackson, J. (1992). "Partitioning of Strike-Slip and Convergent Motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus." *J. Geophys. Res*, Vo1. 97, pp. 12471-12479.

[73] Jackson, J.A. and McKenzi, D.P., (1988), The relation between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and the Middle East, Geophys. J. R. Astr. Soc. 93, 45–73.

[74] Keller, E. and Pinter, N. (1996). "*Active Tectonics*." Prentice Hall. New Jersey.

[75] Kijko, A. and Selevoll, M. A. (1992). "Estimation of Earthquake Hazard Parameters from incomplete data files, Part II, Incorporation of magnitude heterogeneity." *Bull. Seism. Soc. Am*, Vol. 82, pp.120-134.

[76] Kijko, A. and Sellevoll, M. A. (1989). "Estimation of Earthquake Hazard Parameters from incomplete data files, Part I, Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes." *Bull. Seism. Soc. Am*, Vol. 79, pp. 645-654.

[77] Krinsley, D. B. (1970). "A geomorphological and paleoclimatological study of the playas of IRAN." *2 vols. Airforce Cambridge Res. Lab.* 70.0503.

[78] Maggi M., Jackson J.A., McKenzie D. and Priestley K. (2000). " Earthquake focal depths, effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere." *Geology*, Vol. 28, pp. 495-498

[79] Mandle, G. (1988). "*Mechanics of tectonic faulting ,Model and basic concepts*." Elsevier sience publisher.B.V.

[80] McKenzie, D. (1972). "Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys." *J. R. astr. Soc.* Vo1.30, pp. 109- 185.

[81] -McGuire, R. K., (1978) Seismic ground motion parameter relations. Journal of the Geotechnical Engineering Division, 104(4), 481-490.

[82] Mirzaei, N., Mengtan G., and Yun tai Chen. (1997) "Evaluation of uncertainty of earthquake parameters for the purpose of seismic zoning of Iran." Earthquake Research in China 11, no. 2: 197-212.

[83] Mohajer, A. Nowroozi, A. A. (1978). "Observed and Probable Intensity Zoning of Iran." *Tectonophysics*, Vo1. 49, pp. 21-30.

[84] Nazari, H. (2006). "Analyse de la tectonique recent et active dans I'Alborz Central et Ia 'region de Tehran: Approche morphotectonique et paleoseismologique." *PhD thesis, Montpellier II*, Montpellier.

[85] Nogole Sadat, M. A. A. Almasian, M. (1993)**.** "Tectonic Map of Iran." *Treatise Geology of Iran*.

[86] Nowroozi, A. A. (1976). "Seismotectonic provinces of Iran." *Bull Seismol Soc Am*, Vo1. 66, pp. 1249–1276.

[87] Nowroozi, A. A. (1985). "Empirical Relations Between Magnitudes and Fault Parameters for Earthquakes in Iran." Bull. *Seismol. Soc. Am.* Vo1. 75, pp. 1327-1338.

[88] Schwartz, D. P. and Coppersmith, K. J. (1984). "Fault behaviour and characteristic earthquakes: Example from Wasatch and San Andreas fault zones*." Journal of geophysical research*, Vol. 89, pp. 5681- 5698.

[89] Scholz,C.H, (1987).Wear and gouge formation in brittle faulting, Geology, 15, 493,

[90] Sibson R. H., (1973). Interactions between temperature and pore-fluid pressure during earthquake faulting–a mechanism for partial or total stress relief, Nature Phys. Sci. , 243, 66.

[91] Sibson, R. H. (1983),Continental Fault Structure and the Shallow Earthquake Source, J. Geol. Soc. Lond.140, 741–767.

[92] Sibson,R.H.,(1997) Fault rocks and fault mechanisms,J. Geol. Soc. London, 133, 191-214,

[93] Slemmons, D. B. De Polo, C. M. (1986). "Evaluation of active faulting and associated hazards." *impact on society*.

[94] Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, *196*(1), 17-33.

[95] Stöcklin, J. (1974). "Northern Iran: Alborz Mountain, Mesozoic-Cenozoic orogenic Belt, data for orogenic studies." *Geol Soc Lond*, Vo1. 4, pp. 213–234.

[96] Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory-Ashtiany, M. (2004). "Tectonics of the Central Zagros Iran, Deduced from Micro earthquake Seismicity." *Geophys. J. Int*, Vol. 156, pp. 255-266.

[97] Tavakoli, B. & Ghafory- Ashtiany, M., (1999)- Seismic Hazard Assessment of Iran, Annali Di Geofsica, Vol 42, No. 6, pp. 1013-1021.

[98] Tchalenko, J. S., Ambraseys, N. N., Berberian, M., Iranmanesh, H., Mohajer-Ashjai, A., Bailly, M. and Arsovsky, M. (1974). "Materials for the study of seismotectonics of Iran; North-central Iran, Geological Survey of Iran." Report No. 29, 155 pp.

[99] Tavakoli ،F.،(2007) . Present-day kinematics of the Zagros and east of Iran fault. PhD thesis. Univ. of Joseph Fourier ،Grenoble ،France.

[100] Trifunac, M.D., and Brady, A.G.,(1975) A study on the duration of strong earthquake ground motion, Seismological Society of America, 66:**1343**-1373

[101] Vernant, P., Nilforoushan, F., and Hatzfeld, D. et al. (2004a). “Present-Day Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman.” *Geophys. J. Int*, Vo1. 157, pp. 381-398.

[102] Walker, R., Jackson, J. and Baker, C. (2003). “Surface Expression of Thrust Faulting in Eastern Iran: Source Parameters and Surface Deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows Earthquake Sequences.” *Geophys. J. Int*, Vo1. 152, pp. 749-765.

(Zonenshain and Pichon 1986)

پیوست

پیوست۱- دادهای خام زلزله های ۱۱۷ سال منطقه برگرفته از پژوهشگاه زلزله، موسسه ژیوفیزیک دانشگاه تهران

Date	Time(UTC)	Lat.	Lon.	Depth	Mag.	Reference
1/2/1903	07:15.0	36.5	54.9	25	Ms:5	MEA
4/26/1928	40:01.0	37.4	55.4	10	Ms:4.8	MEA
9/8/1935	16:12.0	37.3	54.4	10	Ms:4.3	MEA
4/18/1942	10:00.0	35.3	55	12	M:4.5	CCP(BAN)
4/5/1944	06:02.0	36.7	54.5	13	mb:5.4	BER,M
4/5/1944	29:30.0	36	54.8	12	M:4.7	CCP(BAN)
9/26/1947	16:07.0	37	55	10	Ms:4.3	MEA
11/5/1949	05:44.0	37.16	55.16	33	Ms:5.4	NAB
2/14/1950	06:07.0	36.87	55.26	94	Ms:4.6	NOW
2/12/1953	15:00.0	35.39	55.08	10	mb:6.9	A28
4/18/1953	22:34.0	36.83	54.41	12	mb:4.8	BER,M
9/1/1954	09:58.0	37	57	13	Ms:4.8	MEA
8/22/1955	19:05.0	36.6	56	10	Ms:4.5	MEA
6/9/1957	44:00.0	37.4	55.6	9	Ms:4.3	MEA
6/26/1958	56:18.0	37.3	56.2	10	Ms:4.3	MEA
9/23/1958	13:00.0	37.2	56.1	10	Ms:4.3	MEA
9/29/1958	12:22.0	37.2	56.1	10	Ms:4.3	MEA
9/5/1961	09:53.0	36.74	54.18	26	mb:4	NOW
4/25/1962	14:49.0	37.29	56.57	46	Ms:4	NAB-NOW
6/10/1962	28:00.0	37.6	55.9	10	M:3.5	RU(BAN)
6/18/1962	45:00.0	37.2	55.8	10	M:3.7	RU(BAN)
7/28/1962	02:00.0	36.6	54.8	11	Ms:4.5	MEA
8/12/1962	16:00.0	36.2	55.5	10	M:3.7	RU(BAN)
10/30/1962	03:00.0	36.5	56.8	10	M:3.5	RU(BAN)
12/8/1962	02:54.0	36.55	54.79	15	Ms:4.8	EHB
8/11/1963	43:48.0	37.1	55.2	33	mb:4.4	USCGS

10/24/1964	27:27.0	37	55.1	33	M:4	ISC
12/1/1964	21:53.0	36.8	54.57	33	mb:4.6	ISC
12/3/1964	32:38.0	36.8	55.34	33	mb:5	ISC
2/20/1965	18:26.0	37	57	33	M:4	ISC
5/7/1965	03:05.0	36.17	54.82	62	mb:4.6	ISC
12/6/1965	17:29.0	36.8	55.7	33	M:4	ISC
8/6/1967	40:13.0	36.9	54.94	33	mb:4.5	ISC
9/2/1967	02:09.0	36.71	54.95	36	mb:5.1	ISC
1/26/1969	25:53.0	36.736	54.487	10	mb:4.7	EHB
9/25/1969	25:29.0	36.71	55.12	32	mb:5.1	ISC
1/27/1970	05:52.0	36.86	55.14	31	mb:5.1	ISC
2/25/1970	07:47.0	37.44	55.71	4	mb:5	ISC
4/3/1970	53:54.0	37.065	54.697	26	mb:5	EHB
4/4/1970	56:52.0	36.94	55.28	33	mb:4	ISC
6/30/1970	00:52	37.8	55.9	10	Mb:6.5	ISC
7/30/1970	02:02.0	37.71	55.94	33	mb:4.8	ISC
7/30/1970	35:11.0	37.52	55.87	33	mb:4.8	ISC
8/24/1970	09:35.0	37.6	55.8	33	mb:5.1	ISC
8/30/1970	17:30.0	37.606	56.08	10	mb:5	EHB
12/12/1970	16:10.0	37.7	55.99	46	mb:4.4	ISC
2/14/1971	27:34.0	36.553	55.68	15	Mw:5.7	EHB
3/16/1971	28:10.0	36.887	54.984	33	M:5	ISC
10/15/1971	19:32.0	37.332	54.587	41	MS:5	ISC
1/29/1973	25:00.0	37.702	55.96	33	mb:4.3	ISC
7/2/1973	56:26.0	37.35	56.58	35	mb:5.1	ISC
7/2/1973	28:55.0	37.32	56.6	34	mb:4.9	ISC
7/4/1973	12:08.0	37.5	56.46	22	mb:4.5	ISC
8/2/1973	56:23.0	37.35	56.475	4	Ms:5.3	EHB
8/2/1973	28:55.0	37.317	56.603	34	mb:4.9	ISC
8/4/1973	12:08.0	37.375	56.463	22	mb:4.5	ISC
3/7/1974	36:02.0	37.615	55.894	6	mb:5.2	EHB
3/11/1974	42:05.0	36.852	55.541	33	mb:4.1	ISC
11/26/1974	59:25.0	36.352	55.121	76	mb:4.3	ISC
1/7/1976	35:08.0	37.47	56.456	20	mb:4.4	ISC
4/16/1976	23:03.0	36.69	54.306	5	M:4.3	ISC

6/22/1976	49:24.0	36.869	54.907	10	mb:3.5	ISC
9/17/1976	08:03.0	37.483	56.109	33	mb:4.1	ISC
5/2/1977	17:49.0	36.999	55.264	15	mb:5.1	EHB
9/3/1977	05:06.0	36.995	55.968	33	mb:4.6	ISC
11/9/1977	20:33.0	36.702	54.991	33	mb:4.9	ISC
3/2/1978	42:16.0	37.184	54.46	58	mb:4.6	ISC
2/24/1979	56:50.0	37.216	56.595	15	mb:4.7	EHB
6/8/1979	46:10.0	37.075	55.616	3	mb:4.4	ISC
8/30/1979	11:56.0	37.536	56.372	3	mb:4.9	ISC
9/3/1979	07:12.0	36.696	55.028	24	mb:4.3	ISC
10/2/1979	38:25.0	37.043	55.843	33	mb:4.4	ISC
1/11/1980	42:46.0	37.054	56.032	33	mb:4.6	ISC
7/23/1980	52:33.0	36.858	56.26	33	mb:4.8	ISC
4/27/1981	10:10.0	37.254	54.653	41	mb:4.1	ISC
8/9/1981	08:16.0	36.855	55.218	15	mb:4.9	EHB
8/12/1981	27:46.0	37.029	55.262	33	mb:4.3	ISC
1/9/1982	45:43.0	36.376	54.485	33	mb:4.2	ISC
1/11/1982	24:02.0	37.249	56.341	33	mb:4.6	ISC
1/7/1983	17:05.0	36.694	55.11	33	mb:4.2	ISC
9/23/1983	08:12.0	36.96	55.215	33	mb:4.4	ISC
5/11/1984	58:51.0	36.617	54.939	25	mb:4.9	EHB
6/15/1984	50:14.0	37.157	55.357	15	mb:4.4	EHB
8/1/1984	36:48.0	36.526	54.791	40	mb:4.3	ISC
6/27/1985	07:17.0	36.881	55.348	24	mb:4.4	ISC
8/22/1985	15:46.0	36.883	55.214	33	mb:4.3	ISC
10/29/1985	13:41.0	36.68	54.772	15	Mw:6.1	EHB
10/29/1985	42:13.0	36.517	54.73	60	mb:4.6	ISC
10/29/1985	49:20.0	36.584	54.593	33	mb:4.7	ISC
10/29/1985	23:05.0	36.901	54.899	13	Mw:6.2	EHB
11/6/1985	47:58.0	36.698	54.629	54	mb:4.5	ISC
12/26/1986	39:39.0	37.004	56.192	33	mb:4.5	ISC
1/13/1988	56:57.0	37.272	54.398	15	mb:4.9	EHB
3/11/1988	38:38.0	37.271	56.295	15	mb:4.8	EHB
3/12/1988	34:47.0	37.169	56.657	33	mb:4.4	ISC
5/8/1988	50:19.0	35.31	55.951	22	mb:4.7	EHB

3/2/1989	24:17.0	36.879	56.817	33	mb:4.4	ISC
2/16/1990	55:06.0	35.91	54.551	25	mb:4.8	EHB
8/18/1990	51:43.0	37.065	56.269	13	mb:4.9	EHB
10/31/1990	29:14.0	36.587	54.713	33	mb:4.3	ISC
11/25/1991	39:00.0	37.117	55.669	25	mb:4.7	EHB
1/25/1992	20:08.0	35.579	56.077	33	mb:4.7	ISC
8/29/1992	23:00.0	37.53	56.458	15	mb:4.6	EHB
9/9/1992	12:57.0	36.962	55.23	15	mb:4.9	EHB
6/19/1993	01:55.0	36.746	54.826	15	mb:4.5	EHB
7/9/1993	06:05.0	36.877	55.226	61	mb:4.1	ISC
7/13/1993	22:54.0	37.012	55.306	26	mb:4.6	ISC
7/15/1993	28:45.0	36.102	57.142	33	mb:4.2	ISC
3/15/1994	46:15.0	36.852	54.815	33	mb:4.4	ISC
6/4/1994	38:57.0	36.718	54.76	53	mb:4.7	ISC
12/30/1995	56:23.0	36.917	54.904	24	mb:4.3	ISC
2/23/1996	57:14.0	35.753	57	25	mb:4.3	EHB
2/25/1996	14:11.0	35.687	56.982	20	Mw:5.4	EHB
2/25/1996	04:09.0	35.793	56.815	33	mb:4	ISC
2/25/1996	13:40.0	35.678	56.928	25	mb:4.1	EHB
2/25/1996	18:41.0	36.126	57.089	33	mb:3.7	ISC
3/4/1996	18:03.0	35.595	56.961	10	MS:4.2	EHB
6/19/1996	41:02.0	36.446	55.206	33	mb:3.8	ISC
2/17/1997	53:50.0	36.873	54.752	15	mb:4.2	EHB
2/22/1997	17:51.0	37.146	56.814	10	mb:4	ISC
4/25/1997	40:50.0	37.111	56.824	10	mb:3.9	ISC
5/1/1997	12:09.0	37.519	56.292	33	mb:3.6	ISC
9/16/1997	15:33.0	36.832	54.097	30	mb:4.4	EHB
9/18/1997	50:05.0	37.257	56.653	38	mb:4	ISC
9/23/1997	46:17.0	35.798	56.865	33	mb:3.9	ISC
9/23/1997	06:14.0	35.792	56.976	15	mb:4.3	EHB
9/24/1997	23:51.0	35.826	56.822	33	MS:3.7	ISC
9/24/1997	27:34.0	35.729	56.892	15	mb:4.4	EHB
11/3/1997	59:30.0	36.271	54.481	15	mb:4.5	EHB
11/3/1997	43:20.0	36.007	54.543	33	mb:3.8	ISC
8/25/1998	16:32.0	36.694	57.053	33	mb:3.6	ISC

11/8/1998	33:32.0	36.638	56.428	56	mb:3.8	ISC
12/10/1998	06:29.0	36.076	54.592	33	mb:4	ISC
4/1/1999	54:47.0	37.463	55.841	33	mb:3.7	ISC
6/5/1999	15:38.0	37.191	56.63	15	mb:4.1	EHB
8/10/1999	33:59.0	36.157	54.648	20	mb:4.4	EHB
10/23/1999	17:51.0	36.877	54.925	31	mb:3.9	ISC
11/26/1999	27:23.0	36.953	54.896	10	Mw:5.3	EHB
6/4/2000	32:27.0	36.412	56.497	33	mb:4.4	ISC
7/3/2000	08:16.0	35.943	54.79	33	mb:4.1	ISC
8/15/2000	13:00.0	36.72	54.57	33	ML:3.4	IIEES
8/16/2000	53:02.0	36.706	54.366	25	Mw:4.9	EHB
8/27/2000	28:58.0	36.18	57.14	15	ML:3.7	IIEES
2/10/2001	12:18.0	37.02	56.53	15	ML:2.8	ISC
5/11/2001	45:59.0	37.11	56.149	30	mb:4.4	EHB
6/4/2001	27:32.0	35.66	56.49	16	ML:3.5	ISC
7/26/2001	35:14.0	37.59	55.16	33	mb:4.2	IDC
8/24/2001	19:43.0	36.5	54.56	12	ML:3.9	ISC
8/25/2001	31:13.0	36.88	55.33	18	ML:4.6	ISC
10/16/2001	55:51.0	37.45	54.68	9	ML:3.6	IIEES
6/28/2002	27:29.0	36.153	54.048	33	mb:4.2	ISC
9/17/2002	06:00.0	36.9	54.67	33	mb:4.1	NEIC
11/27/2002	55:30.0	37.069	56.311	15	mb:4.1	EHB
12/20/2002	37:55.0	36.613	57.012	33	mb:3.6	ISC
2/2/2003	23:34.0	36.56	56.49	15	ML:3.6	IIEES
3/12/2003	30:05.0	37.48	55.28	19	mb:4.1	ISC
12/22/2003	13:04.0	37.16	56.868	15	mb:4.8	EHB
3/7/2004	18:01.0	37.102	54.902	33	mb:4.3	ISC
3/24/2004	39:24.0	36.745	55.045	15	mb:4.4	EHB
3/27/2004	31:21.0	36.917	55.149	10	mb:4.1	ISC
4/13/2004	44:33.0	36.835	55.732	35	mb:4	ISC
6/2/2004	01:43.0	36.583	54.57	22	ML:3.1	IIEES
10/7/2004	46:15.2	37.4	54.58	17	ML:6.2	IIEES
10/8/2004	45:48.8	37.39	54.53	15	ML:4.9	IIEES
10/16/2004	59:43.2	37.01	56.35	15	ML:4	IIEES
10/20/2004	18:10.0	36.9	54.57	18	ML:3.4	IIEES

11/1/2004	20:04.9	37.7	56.12	15	ML:4.2	IIEES
11/19/2004	14:53.5	36.89	54.85	15	ML:3.3	IIEES
11/26/2004	40:36.4	36.24	55.83	15	ML:3.2	IIEES
1/10/2005	47:25.8	37.38	54.58	15	ML:5.6	IIEES
1/17/2005	38:36.7	37.26	55.49	15	ML:3.4	IIEES
2/5/2005	20:38.9	37.29	56.78	15	ML:3.2	IIEES
2/10/2005	07:32.6	35.93	55.52	16	ML:3.7	IIEES
5/12/2005	55:26.6	35.98	54.46	14	ML:2.7	IIEES
5/15/2005	52:26.3	36.37	54.34	14	ML:3	IIEES
7/12/2005	28:25.2	36.98	55.43	15	ML:3.1	IIEES
8/26/2005	21:40.5	37.11	54.35	16	ML:4.2	IIEES
9/3/2005	53:55.2	37.51	56.6	15	ML:4	IIEES
9/16/2005	37:51.9	36.77	54.51	14	ML:3.1	IIEES
9/30/2005	33:41.5	35.84	55.32	15	ML:2.8	IIEES
10/23/2005	54:30.0	36.13	54.71	35	ML:3.1	IIEES
10/23/2005	09:18.1	36.06	54.71	17	ML:3.2	IIEES
2/17/2006	46:21.4	35.89	54.21	14	ML:3.1	IIEES
4/24/2006	11:21.1	36.89	54.44	14	ML:3.5	IIEES
6/9/2006	12:39.4	36.76	55.38	15	ML:3.5	IIEES
6/9/2006	06:50.9	36.6	54.84	14	ML:2.8	IIEES
6/14/2006	48:53.5	36.3	54.24	14	ML:3	IIEES
7/26/2006	36:29.0	37.5	54.72	14	ML:2.8	IIEES
7/28/2006	10:24.2	36.06	54.35	15	ML:3.5	IIEES
8/15/2006	01:32.1	36.63	54.57	14	ML:3.5	IIEES
8/16/2006	06:52.6	36.45	54.39	14	ML:3.7	IIEES
8/18/2006	21:47.8	37.15	54.45	14	ML:3	IIEES
9/15/2006	00:26.9	37.41	54.93	18	ML:3.4	IIEES
9/20/2006	44:57.2	36.69	55.71	6	ML:3.4	IIEES
10/6/2006	29:23.9	37.04	56.44	15	ML:3.2	IIEES
10/6/2006	27:31.1	36.93	56.48	18	ML:3.5	IIEES
10/7/2006	50:10.9	36.99	56.32	31	ML:3.4	IIEES
11/2/2006	53:53.8	36.85	54.39	14	ML:3.1	IIEES
11/2/2006	58:01.5	36.73	54.49	16	ML:3.8	IIEES
11/11/2006	03:55.4	37.67	55.6	15	ML:4	IIEES
11/12/2006	22:01.8	36.03	54.44	14	ML:3	IIEES

11/13/2006	00:27.4	36.43	54.13	14	ML:3.8	IIEES
11/19/2006	55:45.9	36	54.49	14	ML:3.4	IIEES
11/20/2006	27:19.9	36.27	54.32	14	ML:3.6	IIEES
12/10/2006	03:35.1	36.55	54.99	14	ML:3.5	IIEES
1/28/2007	11:25.5	36.95	56.48	26	ML:3	IIEES
4/20/2007	58:31.0	37.33	56.61	17	ML:4.1	IIEES
4/20/2007	04:43.9	37.3	56.52	17	ML:4.1	IIEES
4/21/2007	09:33.5	36.21	54.16	17	ML:3.1	IIEES
5/18/2007	29:59.8	36.88	54.33	14	ML:3.1	IIEES
5/27/2007	39:29.4	36.64	54.18	15	ML:2.7	IIEES
6/6/2007	32:17.9	37.46	54.91	14	ML:2.8	IIEES
6/7/2007	29:50.1	36.71	55.27	15	ML:3.4	IIEES
6/8/2007	03:51.5	36.13	54.68	16	ML:3.3	IIEES
6/17/2007	01:58.2	36.39	54.45	16	ML:2.8	IIEES
7/6/2007	58:03.0	36.73	54.88	14	ML:3.2	IIEES
7/23/2007	17:08.6	36.36	54.3	15	ML:2.7	IIEES
8/13/2007	37:20.3	37.3	56.9	18	ML:4.4	IIEES
9/6/2007	54:30.8	36.93	54.43	14	ML:3.6	IIEES
9/10/2007	44:54.8	36.66	54.53	14	ML:3.6	IIEES
9/30/2007	39:56.1	36.23	54.64	14	ML:3.3	IIEES
12/5/2007	44:20.6	35.25	54.86	17	ML:3.1	IIEES
12/10/2007	49:56.8	36.99	54.39	14	ML:2.9	IIEES
12/20/2007	20:03.1	36.62	54.93	16	ML:4.1	IIEES
12/24/2007	14:25.6	36.73	55.57	6	ML:3.2	IIEES
1/2/2008	25:31.0	37.05	54.97	14	ML:2.8	IIEES
1/5/2008	56:55.2	36.79	55.44	14	ML:2.7	IIEES
1/6/2008	22:56.7	37.21	54.57	17	ML:4.4	IIEES
3/6/2008	21:54.5	37.27	54.71	35	ML:2.8	IIEES
3/8/2008	43:15.5	36.19	54.22	15	ML:3.7	IIEES
3/9/2008	42:16.7	36.85	55.47	16	ML:3.2	IIEES
3/18/2008	56:47.4	37.04	55.54	14	ML:4.1	IIEES
3/18/2008	05:50.5	37.11	55.65	15	ML:2.6	IIEES
3/28/2008	09:13.3	36.02	54.22	15	ML:2.5	IIEES
4/13/2008	22:22.5	37.13	54.94	20	ML:2.7	IIEES
5/11/2008	59:38.5	36.81	54.36	14	ML:3	IIEES

5/15/2008	22:08.0	36.93	55.33	7	ML:4.1	IIEES
5/28/2008	39:03.4	36.61	54.85	15	ML:3.8	IIEES
8/9/2008	05:40.5	36.84	57.05	14	ML:3.8	IIEES
8/10/2008	29:49.6	36.83	55.24	15	ML:3.3	IIEES
8/11/2008	32:21.2	36.72	54.87	14	ML:2.7	IIEES
8/17/2008	34:12.4	36.93	54.46	14	ML:2.7	IIEES
8/21/2008	42:28.2	36.88	55.01	14	ML:3.2	IIEES
8/25/2008	17:54.6	36.47	54.15	14	ML:2.7	IIEES
8/25/2008	35:27.1	36.55	56.73	17	ML:3.1	IIEES
9/13/2008	52:11.6	36.9	54.65	14	ML:3	IIEES
9/14/2008	00:08.4	37.28	54.57	17	ML:3.2	IIEES
9/16/2008	17:04.1	36.77	55.06	14	ML:2.5	IIEES
10/2/2008	12:03.6	36.92	54.91	14	ML:3.2	IIEES
10/3/2008	52:34.1	36.88	54.94	15	ML:2.9	IIEES
10/9/2008	19:32.2	37.32	56.49	13	ML:2.7	IIEES
10/11/2008	25:10.3	37.18	56.06	15	ML:2.9	IIEES
10/12/2008	24:12.4	37.02	56.19	28	ML:2.7	IIEES
10/14/2008	59:04.4	37.47	56.57	14	ML:3.4	IIEES
10/30/2008	33:40.3	36.19	54.04	14	ML:2.6	IIEES
11/30/2008	55:19.0	36.95	54.41	14	ML:3.1	IIEES
12/16/2008	52:59.3	37.3	55.2	11	ML:3.1	IIEES
1/3/2009	59:16.0	36.55	55.71	14	ML:2.8	IIEES
1/3/2009	08:45.7	36.59	55.75	14	ML:3.4	IIEES
1/13/2009	45:01.6	37.12	56.55	18	ML:3.2	IIEES
1/20/2009	46:07.9	36.81	55.02	14	ML:3.7	IIEES
1/24/2009	32:07.0	37.01	55.32	18	ML:3.3	IIEES
2/6/2009	43:24.1	36.93	55.21	14	ML:3.3	IIEES
2/11/2009	46:41.6	36.93	54.6	39	ML:3.2	IIEES
2/20/2009	48:26.2	37.08	54.78	15	ML:3.9	IIEES
2/20/2009	59:11.8	37.07	54.8	16	ML:3.3	IIEES
2/22/2009	22:52.3	36.93	55.29	14	ML:3	IIEES
2/24/2009	35:50.8	36.25	54.97	14	ML:2.5	IIEES
2/25/2009	42:20.2	37.11	54.62	26	ML:2.9	IIEES
3/12/2009	13:06.1	36.29	54.17	14	ML:3	IIEES
3/16/2009	17:09.1	37.23	54.47	14	ML:3.2	IIEES

3/26/2009	05:56.7	37.4	54.53	15	ML:2.7	IIEES
3/28/2009	18:16.3	36.55	54.61	15	ML:3.1	IIEES
3/31/2009	31:13.3	37.17	54.64	6	ML:3.3	IIEES
4/2/2009	19:36.1	37.07	54.35	15	ML:3.5	IIEES
4/5/2009	24:42.1	36.71	54.26	15	ML:3.1	IIEES
4/7/2009	00:32.6	37.2	56.43	6	ML:3.7	IIEES
4/13/2009	28:03.6	37.36	56.14	46	ML:2.6	IIEES
4/15/2009	50:45.7	36.76	54.42	14	ML:3.1	IIEES
4/15/2009	54:02.0	37.72	55.9	14	ML:3.9	IIEES
4/30/2009	59:38.0	37.1	54.5	17	ML:3.4	IIEES
5/10/2009	23:44.9	37.19	56.05	35	ML:2.7	IIEES
5/23/2009	19:57.9	36.97	55.41	9	ML:2.8	IIEES
5/26/2009	36:09.2	37.01	55.34	46	ML:2.8	IIEES
5/27/2009	03:16.4	37.14	55.43	17	ML:2.5	IIEES
6/18/2009	23:51.5	36.99	55.29	15	ML:3	IIEES
6/22/2009	07:17.3	36.41	54.61	26	ML:2.5	IIEES
7/9/2009	19:17.4	37.67	55.83	8	ML:2.7	IIEES
8/7/2009	27:34.0	36.82	55.23	14	ML:3.5	IIEES
8/13/2009	59:32.1	37.11	55.35	7	ML:2.8	IIEES
8/14/2009	39:13.3	36.77	55.06	14	ML:3.3	IIEES
8/20/2009	02:02.0	37.25	56.37	43	ML:2.6	IIEES
8/20/2009	09:38.1	36.94	55.6	14	ML:2.9	IIEES
8/20/2009	19:20.9	36.95	55.73	6	ML:2.9	IIEES
9/13/2009	18:36.7	36.47	55.95	14	ML:3.1	IIEES
9/23/2009	55:03.4	36.85	55.07	14	ML:3.1	IIEES
9/29/2009	32:04.5	36.87	55.38	14	ML:4	IIEES
9/29/2009	52:34.1	36.86	55.49	6	ML:3.3	IIEES
10/6/2009	43:01.2	36.85	55.52	7	ML:3.7	IIEES
10/19/2009	04:45.0	36.77	55.47	14	ML:2.6	IIEES
10/20/2009	48:31.8	36.71	55.02	7	ML:3.5	IIEES
10/29/2009	32:10.9	37.19	54.41	18	ML:3.3	IIEES
10/29/2009	30:00.9	36.92	55.24	14	ML:2.9	IIEES
10/30/2009	17:08.5	37.02	55.31	14	ML:3.2	IIEES
11/18/2009	57:14.2	37.13	54.54	15	ML:3	IIEES
11/29/2009	38:26.1	37.1	57.01	24	ML:2.8	IIEES

12/2/2009	00:34.8	36.45	54.89	16	ML:2.8	IIEES
12/3/2009	05:11.0	37.15	54.52	15	ML:3.8	IIEES
12/3/2009	32:58.4	37.07	54.64	14	ML:2.7	IIEES
12/8/2009	26:29.8	36.91	55.4	46	ML:2.9	IIEES
12/10/2009	29:25.0	36.61	55.41	15	ML:3.2	IIEES
12/12/2009	54:45.9	36.71	55.57	18	ML:3.3	IIEES
12/19/2009	10:23.8	36.46	54.68	18	ML:3.4	IIEES
12/30/2009	38:46.8	36.4	54.64	14	ML:2.7	IIEES
1/3/2010	39:52.9	37.3	54.66	14	ML:2.8	IIEES
1/9/2010	51:54.8	35.76	57.04	17	ML:2.5	IIEES
1/13/2010	18:48.7	36.32	54.61	14	ML:3.1	IIEES
1/30/2010	42:20.6	37.55	56.5	15	ML:2.6	IIEES
2/20/2010	21:54.4	37.26	56.94	23	ML:3.1	IIEES
3/19/2010	03:52.2	36.3	57.04	14	ML:3.8	IIEES
3/24/2010	04:33.3	37.34	56.1	46	ML:2.9	IIEES
3/24/2010	54:35.3	36.29	56.86	18	ML:3.6	IIEES
3/24/2010	02:49.2	36.33	56.98	46	ML:2.8	IIEES
4/4/2010	21:48.5	36.5	55.18	17	ML:2.9	IIEES
4/19/2010	31:15.9	37.29	56.69	15	ML:4.4	IIEES
4/30/2010	41:38.3	36.75	55	14	ML:3.2	IIEES
4/30/2010	01:23.1	36.76	55.01	14	ML:2.8	IIEES
5/3/2010	30:19.4	36.65	55.17	15	ML:3.2	IIEES
5/3/2010	49:02.0	36.4	56.36	23	ML:2.9	IIEES
5/12/2010	11:29.3	37.15	55.97	6	ML:3.6	IIEES
5/20/2010	09:00.9	37.73	55.97	12	ML:2.8	IIEES
5/22/2010	14:39.1	37.29	56.88	46	ML:2.8	IIEES
5/23/2010	18:57.1	37.04	55.62	18	ML:3.1	IIEES
5/25/2010	16:20.8	36.96	55.44	14	ML:2.5	IIEES
6/12/2010	01:10.1	36.39	56.24	46	ML:2.7	IIEES
6/13/2010	22:28.8	36.84	55.09	14	ML:2.6	IIEES
6/15/2010	44:56.4	35.53	55.09	14	ML:2.5	IIEES
7/3/2010	46:14.7	37.01	55.33	15	ML:2.8	IIEES
7/5/2010	03:09.7	36.72	54.98	24	ML:3.2	IIEES
7/5/2010	39:56.7	36.7	54.78	14	ML:2.3	IIEES
7/5/2010	25:00.6	36.68	54.85	14	ML:2.6	IIEES

7/29/2010	16:26.9	37.14	54.54	15	ML:2.8	IIEES
7/29/2010	30:34.8	36.4	54.19	33	ML:3.1	IIEES
8/3/2010	54:05.9	37.01	54.35	14	ML:2.7	IIEES
8/4/2010	12:24.4	36.98	55.49	6	ML:2.9	IIEES
8/11/2010	45:19.2	37.48	56.66	15	ML:2.9	IIEES
8/19/2010	28:10.5	37.06	56.09	18	ML:3.3	IIEES
8/20/2010	01:14.2	36.43	54.33	15	ML:2.7	IIEES
8/21/2010	17:06.1	37.43	55.53	15	ML:2.7	IIEES
8/22/2010	40:47.2	37.4	55.55	14	ML:2.9	IIEES
8/24/2010	07:01.0	36.74	55.06	15	ML:3.4	IIEES
8/27/2010	23:48.0	35.46	54.49	14	ML:5.9	IIEES
8/27/2010	11:08.1	35.51	54.53	15	ML:3.3	IIEES
8/28/2010	29:03.9	35.47	54.47	15	ML:5.2	IIEES
8/28/2010	29:39.1	35.51	54.46	14	ML:2.5	IIEES
8/29/2010	57:36.9	35.39	54.56	14	ML:2.9	IIEES
8/30/2010	31:13.3	35.58	54.45	39	ML:2.7	IIEES
8/31/2010	55:16.2	35.49	54.46	14	ML:3	IIEES
9/1/2010	28:03.7	36.38	57.21	25	ML:4	IIEES
9/1/2010	33:39.6	36.33	57.3	19	ML:2.6	IIEES
9/1/2010	38:05.8	36.36	57.23	23	ML:2.8	IIEES
9/10/2010	28:16.5	35.48	54.55	14	ML:2.6	IIEES
9/11/2010	24:57.5	35.53	54.45	14	ML:3	IIEES
9/13/2010	03:24.4	35.5	54.54	14	ML:2.9	IIEES
9/15/2010	31:45.5	35.46	54.52	14	ML:3.2	IIEES
9/19/2010	11:40.3	35.75	54.42	14	ML:2.7	IIEES
10/13/2010	42:44.1	35.49	54.47	14	ML:2.8	IIEES
10/21/2010	51:19.0	35.55	54.42	14	ML:3.2	IIEES
10/24/2010	15:20.1	36.81	55.15	14	ML:2.8	IIEES
11/2/2010	16:37.7	36.41	57.09	17	ML:2.8	IIEES
11/2/2010	06:03.0	36.69	54.81	14	ML:2.8	IIEES
11/15/2010	41:06.2	35.5	54.63	15	ML:2.7	IIEES
11/20/2010	55:45.8	37.35	55.59	15	ML:2.6	IIEES
11/24/2010	03:29.2	35.57	54.48	14	ML:3.2	IIEES
11/29/2010	14:16.5	36.8	54.86	14	ML:3.2	IIEES
12/15/2010	02:33.9	37.28	54.7	18	ML:3.6	IIEES

12/19/2010	35:49.1	36.83	54.65	14	ML:2.7	IIEES
2/7/2011	35:39.3	37.32	54.77	41	ML:3.6	IIEES
2/8/2011	24:19.8	36.56	55.74	10	ML:4.3	IIEES
2/26/2011	59:23.1	36.86	55.33	15	ML:2.7	IIEES
3/7/2011	02:03.9	36.06	54.94	31	ML:2.8	IIEES
3/8/2011	26:15.4	37.11	56.57	15	ML:2.5	IIEES
3/13/2011	10:01.9	37.15	56.34	14	ML:3	IIEES
3/22/2011	46:56.3	36.89	55.28	14	ML:2.5	IIEES
3/27/2011	32:32.0	37.45	55.96	11	ML:2.9	IIEES
4/1/2011	09:48.9	37.18	54.61	45	ML:2.6	IIEES
4/8/2011	20:57.5	36.62	54	14	ML:3	IIEES
5/15/2011	49:36.7	37.67	55.87	14	ML:3.8	IIEES
6/15/2011	10:58.8	37.03	55.59	14	ML:2.6	IIEES
6/16/2011	03:19.4	36.7	54.89	15	ML:3	IIEES
7/9/2011	26:53.1	37.1	55.35	15	ML:2.7	IIEES
7/9/2011	41:27.6	37.12	55.24	18	ML:2.6	IIEES
7/23/2011	09:40.0	36.85	55.4	6	ML:3.6	IIEES
7/24/2011	54:00.7	36.47	56.93	14	ML:3.2	IIEES
7/24/2011	43:55.9	36.84	55.01	14	ML:3	IIEES
7/26/2011	04:10.7	36.52	56.89	6	ML:4.7	IIEES
7/26/2011	30:06.2	37.1	55.61	14	ML:3.1	IIEES
7/27/2011	18:44.7	35.46	54.54	14	ML:3	IIEES
7/30/2011	58:27.3	36.83	55.26	14	ML:3	IIEES
8/1/2011	58:05.4	37.22	54.66	16	ML:3	IIEES
8/11/2011	32:17.2	36.56	54.81	8	ML:4.7	IIEES
8/17/2011	20:35.1	36.63	54.88	14	ML:2.9	IIEES
8/30/2011	12:42.5	37.13	55.42	15	ML:3.3	IIEES
9/3/2011	20:50.6	36.66	55.58	30	ML:2.5	IIEES
10/2/2011	06:45.5	36.85	54.24	15	ML:2.9	IIEES
10/17/2011	02:44.6	35.5	54.54	18	ML:3.7	IIEES
10/23/2011	36:10.2	37.21	54.47	14	ML:3	IIEES
11/8/2011	11:13.3	37.7	55.91	14	ML:3.6	IIEES
11/9/2011	20:39.8	37.64	55.88	14	ML:3.9	IIEES
11/13/2011	30:39.1	37.67	55.87	11	ML:3.5	IIEES
11/21/2011	39:46.1	36.72	55.12	42	ML:3	IIEES

11/26/2011	04:55.2	37.14	54.88	27	ML:3.2	IIEES
12/3/2011	18:09.3	36.36	54.17	15	ML:2.8	IIEES
12/4/2011	48:39.0	37.41	55.28	16	ML:3.5	IIEES
12/11/2011	21:19.4	37.04	55.26	17	ML:3.8	IIEES
12/13/2011	44:42.8	36.69	55.17	14	ML:3	IIEES
12/23/2011	52:03.9	36.71	55.01	14	ML:2.9	IIEES
12/29/2011	51:04.6	36.76	54.75	14	ML:3.1	IIEES
1/3/2012	47:33.3	37.51	55.68	15	ML:3.3	IIEES
1/7/2012	12:23.2	36.88	55.42	14	ML:3.6	IIEES
1/10/2012	14:01.7	37.31	54.47	14	ML:3.6	IIEES
1/13/2012	42:17.1	36.89	54.13	33	ML:3.3	IIEES
1/14/2012	45:06.5	37.2	55.71	41	ML:2.5	IIEES
1/17/2012	22:17.8	36.34	56.26	16	ML:2.9	IIEES
1/19/2012	18:12.2	36.25	57.1	18	ML:2.6	IIEES
2/1/2012	33:58.8	37.33	54.56	18	ML:2.7	IIEES
2/13/2012	09:44.6	36.85	55.39	14	ML:3.5	IIEES
2/20/2012	14:51.1	35.75	54.44	18	ML:2.6	IIEES
2/20/2012	52:42.5	37.25	56.43	46	ML:2.1	IIEES
2/29/2012	22:55.3	37.18	54.53	14	ML:4.3	IIEES
3/6/2012	34:25.3	35.82	54.26	16	ML:3.6	IIEES
3/11/2012	24:20.4	35.48	54.47	14	ML:3.4	IIEES
3/12/2012	48:11.3	36.6	54.99	15	ML:2.8	IIEES
3/14/2012	34:02.1	36.33	54.05	14	ML:3.1	IIEES
3/14/2012	29:10.4	35.47	54.68	14	ML:3.3	IIEES
3/19/2012	05:13.5	36.63	54.9	18	ML:3.1	IIEES
4/9/2012	07:12.5	36.68	54.97	14	ML:2.6	IIEES
4/9/2012	23:46.3	37.2	54.63	28	ML:2.8	IIEES
4/12/2012	01:41.3	37.16	54.53	14	ML:3.5	IIEES
4/17/2012	58:41.9	37.53	56.46	46	ML:2.1	IIEES
4/29/2012	58:25.8	36.8	54.69	16	ML:3.3	IIEES
4/29/2012	16:11.5	36.81	54.66	14	ML:3.2	IIEES
5/2/2012	44:31.2	36.56	55.63	14	ML:3.9	IIEES
5/10/2012	21:42.5	36.84	55.24	14	ML:2.1	IIEES
5/17/2012	18:57.9	36.52	55.48	14	ML:3	IIEES
5/17/2012	51:20.6	36.84	55.36	8	ML:2.9	IIEES

5/17/2012	41:14.8	37.23	54.59	16	ML:2.1	IIEES
5/18/2012	34:45.3	36.21	54.32	38	ML:3.1	IIEES
5/22/2012	55:55.6	36.73	54.62	31	ML:2.5	IIEES
5/24/2012	39:04.8	36.98	55.62	14	ML:2.8	IIEES
5/26/2012	36:54.6	37.13	55.92	40	ML:2.1	IIEES
5/27/2012	31:14.6	36.68	54.85	14	ML:2.2	IIEES
6/2/2012	38:22.3	36.71	54.71	14	ML:2.7	IIEES
6/7/2012	27:09.0	37.43	56.62	46	ML:1.7	IIEES
6/19/2012	55:20.8	36.14	54.57	14	ML:3	IIEES
6/26/2012	55:56.0	36.97	55.3	14	ML:2.3	IIEES
7/2/2012	24:04.5	36.76	55.53	10	ML:3.2	IIEES
7/28/2012	12:50.0	37.56	56.36	42	ML:2.4	IIEES
7/29/2012	01:58.3	37.05	55.17	14	ML:2.3	IIEES
8/8/2012	33:17.1	36.79	56.62	6	ML:2.7	IIEES
8/17/2012	02:08.6	36.82	55.01	14	ML:2.7	IIEES
8/29/2012	46:21.5	36.74	54.82	15	ML:2.5	IIEES
9/3/2012	26:43.6	37.25	54.36	18	ML:3	IIEES
9/4/2012	18:59.4	37.27	54.48	26	ML:3.1	IIEES
9/7/2012	45:11.3	36.42	54.51	15	ML:2.5	IIEES
9/8/2012	08:02.2	36.82	55.02	14	ML:3.6	IIEES
9/15/2012	30:06.1	36.41	54.62	14	ML:2.6	IIEES
9/23/2012	05:06.2	36.38	56.44	14	ML:2.2	IIEES
10/1/2012	23:29.1	36.66	54.94	15	ML:3.8	IIEES
10/7/2012	56:17.4	37.09	55.47	18	ML:2.1	IIEES
10/8/2012	27:29.6	35.32	54.7	15	ML:3.4	IIEES
10/13/2012	42:05.3	37.08	55.34	43	ML:2	IIEES
10/16/2012	15:36.2	35.97	55.66	6	ML:2.6	IIEES
10/18/2012	31:54.5	35.44	54.61	14	ML:2.7	IIEES
10/19/2012	43:08.3	37.23	56.55	14	ML:4	IIEES
10/21/2012	27:10.3	36.99	55.56	14	ML:2.4	IIEES
10/21/2012	07:50.1	36.97	55.62	6	ML:3.7	IIEES
10/21/2012	54:07.5	36.44	54.9	14	ML:2.7	IIEES
10/23/2012	16:07.8	36.79	56.58	15	ML:2	IIEES
10/25/2012	19:35.0	36.69	54.65	14	ML:2.2	IIEES
10/29/2012	08:49.0	37.27	56.47	46	ML:2.2	IIEES

11/5/2012	43:51.4	36.28	56.32	14	ML:2.8	IIEES
11/12/2012	34:01.5	36.64	54.73	14	ML:2.7	IIEES
11/12/2012	35:05.9	36.75	54.63	14	ML:2.9	IIEES
11/12/2012	11:57.7	36.7	54.87	14	ML:3.1	IIEES
11/15/2012	44:15.1	36.71	54.47	14	ML:2.7	IIEES
11/18/2012	45:10.7	37.27	54.58	14	ML:2.8	IIEES
11/28/2012	58:11.6	36.95	54.46	15	ML:2.6	IIEES
12/1/2012	38:25.2	36.8	55.23	14	ML:3.9	IIEES
12/8/2012	24:43.9	36.57	54.83	14	ML:3	IIEES
12/10/2012	19:55.8	36.5	55.76	14	ML:2	IIEES
12/19/2012	52:41.3	37.11	54.62	26	ML:4.1	IIEES
1/4/2013	58:14.8	37.06	54.44	18	ML:3.2	IIEES
1/8/2013	01:09.6	37.15	54.4	14	ML:3	IIEES
1/14/2013	04:41.7	36.86	56.12	7	ML:3.8	IIEES
2/6/2013	21:53.1	37.57	56.45	35	ML:2.1	IIEES
2/24/2013	38:15.4	36.66	54.92	23	ML:3.3	IIEES
3/4/2013	00:21.3	36.41	54.48	14	ML:3.4	IIEES
3/5/2013	48:40.3	37.67	55.34	14	ML:2.9	IIEES
3/7/2013	15:44.2	37.48	55.98	18	ML:2.2	IIEES
3/10/2013	52:04.1	36.26	54.56	18	ML:2.8	IIEES
3/15/2013	03:12.0	36.24	54.18	31	ML:2.6	IIEES
3/25/2013	39:24.0	37.13	55.48	14	ML:2.2	IIEES
3/26/2013	27:11.5	36.83	54.91	14	ML:2.6	IIEES
3/27/2013	26:43.3	37.01	55.61	14	ML:2.3	IIEES
3/28/2013	30:09.1	37.04	55.9	32	ML:2.3	IIEES
4/5/2013	35:07.4	36.8	55.14	46	ML:2.6	IIEES
4/9/2013	22:49.3	37.27	54.48	14	ML:2.9	IIEES
4/14/2013	04:30.8	36.62	54.81	14	ML:2.8	IIEES
4/20/2013	32:56.7	37.03	56.1	26	ML:2.4	IIEES
4/21/2013	28:47.0	37.27	54.67	14	ML:2.8	IIEES
5/9/2013	10:06.3	36.54	55.05	14	ML:3.2	IIEES
5/21/2013	30:25.4	37.12	54.55	18	ML:3.3	IIEES
5/24/2013	52:03.6	37.03	55.73	16	ML:2.6	IIEES
6/1/2013	14:16.0	37.01	55.47	14	ML:1.9	IIEES
6/5/2013	29:07.0	37.47	56.51	40	ML:2.5	IIEES

6/16/2013	45:39.4	35.63	54.39	18	ML:2.6	IIEES
6/23/2013	58:51.8	36.41	55.5	14	ML:3.5	IIEES
7/15/2013	23:25.8	36.75	54.97	18	ML:3.1	IIEES
7/20/2013	21:42.8	36.51	54.06	18	ML:2.9	IIEES
7/27/2013	39:09.0	36.92	56.09	18	ML:4	IIEES
8/3/2013	52:21.1	37.14	55.04	16	ML:2.9	IIEES
8/4/2013	38:44.0	36.92	56.3	14	ML:3.8	IIEES
8/20/2013	49:32.8	35.62	56.52	15	ML:3.9	IIEES
9/8/2013	39:03.2	37.04	55.6	18	ML:3.2	IIEES
9/15/2013	25:05.6	36.41	54.27	14	ML:3.1	IIEES
10/5/2013	39:05.3	37.43	56.12	15	ML:3.8	IIEES
11/6/2013	44:47.2	37.12	54.85	17	ML:2.5	IIEES
11/14/2013	23:00.7	37.26	54.47	15	ML:3.5	IIEES
12/3/2013	34:48.7	36.86	55.31	15	ML:3.2	IIEES
12/11/2013	27:11.3	37.1	54.89	14	ML:2.7	IIEES
12/12/2013	40:26.6	36.81	55.33	15	ML:3.2	IIEES
12/14/2013	14:16.7	36.69	54.94	14	ML:3.2	IIEES
12/28/2013	34:57.5	36.93	56.05	27	ML:3.8	IIEES
1/3/2014	49:09.1	37.21	54.48	17	ML:2.9	IIEES
1/14/2014	56:36.2	37.59	55.36	16	ML:3.1	IIEES
1/20/2014	58:15.5	36.69	54.84	14	ML:3.9	IIEES
1/25/2014	14:35.2	36.2	54.68	7	ML:3.8	IIEES
1/26/2014	31:23.8	37.23	54.36	15	ML:3.1	IIEES
2/15/2014	28:08.3	36.98	55.71	29	ML:2.8	IIEES
2/15/2014	26:33.3	35.53	54.52	14	ML:2.5	IIEES
2/17/2014	12:21.6	36.97	54.44	18	ML:3	IIEES
3/5/2014	29:58.0	36.79	56.88	14	ML:2.6	IIEES
3/14/2014	56:49.0	36.37	54.04	18	ML:2.4	IIEES
3/19/2014	53:34.6	36.98	55.83	6	ML:3.3	IIEES
4/6/2014	15:37.4	36.06	54.11	15	ML:3.1	IIEES
4/21/2014	35:59.3	37.44	56.31	15	ML:3.8	IIEES
4/25/2014	26:56.3	36.39	54.79	14	ML:2.8	IIEES
5/5/2014	50:07.0	36.99	54.39	38	ML:2.6	IIEES
5/17/2014	43:29.0	35.99	54.29	16	ML:3.2	IIEES
5/18/2014	21:02.8	36.75	54.87	18	ML:2.6	IIEES

5/25/2014	40:04.8	36.7	54.97	14	ML:2.1	IIEES
6/1/2014	38:50.8	36.74	55.05	15	ML:3.3	IIEES
6/1/2014	46:11.8	36.66	55.12	18	ML:3.1	IIEES
6/1/2014	03:48.9	36.69	55.06	15	ML:2.9	IIEES
6/6/2014	54:29.6	36.7	55	17	ML:3.6	IIEES
6/13/2014	12:25.2	37.04	55.12	14	ML:4.3	IIEES
6/14/2014	18:28.4	36.99	56.03	14	ML:2.7	IIEES
6/26/2014	22:08.6	37.44	54.58	14	ML:3	IIEES
6/30/2014	35:38.1	36.77	54.51	18	ML:2.7	IIEES
7/2/2014	38:12.7	36.65	56.27	14	ML:3.5	IIEES
7/2/2014	01:26.1	36.62	55.47	10	ML:2.8	IIEES
7/4/2014	11:50.6	36.79	55.19	18	ML:2.3	IIEES
7/9/2014	52:09.7	36.55	54.11	14	ML:3.3	IIEES
7/15/2014	41:44.5	36.71	54.67	15	ML:3.5	IIEES
8/3/2014	48:25.5	36.81	55.38	16	ML:2.8	IIEES
8/3/2014	54:22.9	36.92	55.42	17	ML:2.7	IIEES
8/3/2014	32:50.8	36.85	55.36	15	ML:2.9	IIEES
8/14/2014	25:13.0	36.64	54.69	18	ML:3.4	IIEES
9/5/2014	48:27.5	36.32	54.58	14	ML:3.2	IIEES
9/6/2014	34:22.1	36.55	54.78	17	ML:4.6	IIEES
9/7/2014	00:14.3	36.64	54.79	18	ML:3.3	IIEES
9/7/2014	12:55.9	36.56	54.83	16	ML:4.4	IIEES
9/7/2014	24:35.5	36.56	54.82	17	ML:3.4	IIEES
9/16/2014	54:48.2	36.1	55.16	14	ML:3	IIEES
9/17/2014	32:18.4	36.55	54.26	14	ML:3.1	IIEES
10/18/2014	10:19.5	36.71	54.85	18	ML:3.6	IIEES
11/6/2014	27:57.5	37.09	55.71	18	ML:3.8	IIEES
12/30/2014	29:54.5	37.21	55.61	14	ML:3.8	IIEES
1/5/2015	43:33.8	37.18	54.52	15	ML:4.2	IIEES
1/21/2015	20:50.8	36.74	54.87	14	ML:3.3	IIEES
1/31/2015	06:00.2	37.31	54.51	18	ML:3.9	IIEES
2/1/2015	39:48.9	37.09	54.49	15	ML:2.8	IIEES
3/2/2015	12:47.6	36.29	54.19	17	ML:4	IIEES
3/2/2015	36:29.3	36.34	54.12	14	ML:3.1	IIEES
3/2/2015	53:55.6	36.15	54.19	14	ML:3.7	IIEES

3/8/2015	14:06.5	37.03	56.02	18	ML:3.4	IIEES
4/2/2015	37:24.9	36.5	55.05	14	ML:3	IIEES
4/3/2015	09:37.5	36.78	55.25	14	ML:2.8	IIEES
4/5/2015	37:11.8	36.7	54.95	14	ML:2.7	IIEES
4/6/2015	18:13.0	36.06	54.1	14	ML:3.2	IIEES
4/6/2015	21:17.5	36.53	54.76	14	ML:3	IIEES
4/15/2015	50:01.8	36.8	55.33	15	ML:2.6	IIEES
5/5/2015	00:58.8	36.84	55.27	15	ML:2.8	IIEES
5/6/2015	23:31.2	36.98	55.47	8	ML:3.4	IIEES
5/6/2015	37:56.1	37.07	54.75	31	ML:2.7	IIEES
5/16/2015	26:10.6	36.71	54.58	14	ML:2.7	IIEES
5/17/2015	44:28.0	37.41	55.6	30	ML:2.4	IIEES
5/21/2015	17:41.6	36.85	54.98	15	ML:2.5	IIEES
6/14/2015	46:30.8	36.88	54.23	18	ML:2.6	IIEES
6/16/2015	02:46.6	36.67	56.42	14	ML:1.8	IIEES
7/16/2015	08:21.4	37.119	54.989	15	ML:3.2	IIEES
7/18/2015	15:54.5	35.776	54.18	15	ML:2.9	IIEES
7/20/2015	38:25.7	36.689	54.259	18	ML:2.8	IIEES
7/22/2015	57:46.1	36.48	54.428	15	ML:3.1	IIEES
8/6/2015	17:59.3	37.024	55.526	26	ML:2.8	IIEES
8/7/2015	10:50.6	36.786	54.735	14	ML:2.9	IIEES
8/10/2015	07:32.5	36.678	55.074	15	ML:3.9	IIEES
8/14/2015	18:09.4	36.693	55.173	14	ML:2.6	IIEES
8/17/2015	48:36.3	36.485	57.058	6	ML:2.7	IIEES
8/17/2015	36:00.9	36.348	55.284	6	ML:4.3	IIEES
8/17/2015	15:30.0	36.84	55.194	16	ML:3.1	IIEES
8/17/2015	37:20.0	36.822	55.085	6	ML:2.7	IIEES
8/17/2015	50:33.5	36.829	55.037	14	ML:2.5	IIEES
8/21/2015	31:29.3	36.72	54.944	16	ML:2.6	IIEES
8/23/2015	36:33.1	36.868	55.168	14	ML:3.7	IIEES
8/24/2015	23:45.9	36.861	55.151	15	ML:4	IIEES
8/24/2015	02:52.3	36.859	55.237	6	ML:2.6	IIEES
8/24/2015	49:20.6	36.927	54.919	18	ML:2.5	IIEES
8/27/2015	45:17.1	37.251	56.659	15	ML:3.5	IIEES
8/28/2015	07:32.5	36.844	55.239	7	ML:3.7	IIEES

8/29/2015	52:36.9	36.719	55.094	6	ML:3	IIEES
8/29/2015	52:51.7	36.73	55.101	15	ML:3.1	IIEES
8/29/2015	55:25.9	36.716	54.914	14	ML:2.8	IIEES
8/29/2015	58:12.5	36.708	54.888	14	ML:2.6	IIEES
8/31/2015	15:08.8	37.277	56.776	46	ML:1.6	IIEES
8/31/2015	20:48.1	37.187	56.795	16	ML:2.9	IIEES
8/31/2015	05:20.7	36.819	55.153	6	ML:3.7	IIEES
9/2/2015	21:40.8	37.362	56.029	14	ML:2.4	IIEES
9/3/2015	10:34.5	36.677	54.965	14	ML:2	IIEES
9/5/2015	27:49.4	36.864	55.095	14	ML:2.5	IIEES
9/11/2015	13:02.6	37.227	54.441	15	ML:3.4	IIEES
9/11/2015	13:37.0	37.315	55.615	14	ML:2.8	IIEES
9/17/2015	50:29.6	37.209	56.455	14	ML:2.6	IIEES
9/18/2015	16:10.5	36.776	55.472	11	ML:1.5	IIEES
9/18/2015	56:21.6	37.29	54.386	18	ML:3.6	IIEES
9/19/2015	53:21.6	37.192	54.313	14	ML:2.6	IIEES
9/19/2015	03:14.0	37.052	55.987	15	ML:2.8	IIEES
9/21/2015	33:11.0	37.051	54.829	17	ML:2.6	IIEES
9/24/2015	52:07.8	37.314	56.751	14	ML:2.3	IIEES
9/30/2015	08:51.9	36.856	55.131	14	ML:3.1	IIEES
9/30/2015	15:51.0	37.078	55.983	14	ML:2.1	IIEES
10/3/2015	18:06.7	37.018	55.496	6	ML:2.3	IIEES
10/9/2015	58:23.6	36.544	54.474	14	ML:2.7	IIEES
10/9/2015	13:40.8	37.256	54.49	14	ML:2.8	IIEES
10/10/2015	37:01.8	36.812	55.075	15	ML:1.9	IIEES
10/11/2015	36:44.4	36.48	56.343	17	ML:1.7	IIEES
10/11/2015	49:39.6	37.005	55.505	18	ML:1.8	IIEES
10/23/2015	52:28.4	37.702	55.831	10	ML:2.5	IIEES
10/24/2015	46:53.6	37.683	55.861	14	ML:3	IIEES
10/25/2015	20:41.5	37.314	56.414	15	ML:3	IIEES
10/31/2015	56:36.7	36.532	54.419	14	ML:2.6	IIEES
11/1/2015	13:04.6	37.403	55.766	14	ML:2.8	IIEES
11/2/2015	13:31.8	37.207	55.362	14	ML:3	IIEES
11/7/2015	37:51.7	36.889	55.366	8	ML:2.5	IIEES
11/7/2015	12:16.5	36.801	55.478	7	ML:2.5	IIEES

11/10/2015	08:08.9	36.824	55.087	7	ML:2.4	IIEES
11/10/2015	25:33.3	36.306	55.303	14	ML:3.2	IIEES
11/13/2015	37:52.6	36.841	55.091	14	ML:2.1	IIEES
11/14/2015	31:09.6	36.754	55.04	16	ML:3.2	IIEES
11/15/2015	32:26.5	36.818	55.023	14	ML:2	IIEES
11/15/2015	04:28.0	36.82	55.163	16	ML:1.8	IIEES
11/23/2015	11:38.0	36.49	55.522	14	ML:2.6	IIEES
11/26/2015	32:35.1	36.872	54.498	14	ML:2.3	IIEES
12/28/2015	33:40.3	37.306	55.487	18	ML:2.5	IIEES
1/16/2016	31:15.2	36.251	54.514	17	ML:3.9	IIEES
1/16/2016	24:00.1	36.201	54.55	14	ML:3.3	IIEES
1/16/2016	37:31.0	36.187	54.558	18	ML:2.7	IIEES
1/28/2016	04:46.1	37.132	54.693	16	ML:2.7	IIEES
1/31/2016	07:54.4	37.048	56.356	7	ML:3.2	IIEES
2/6/2016	02:08.3	37.191	54.647	15	ML:2.8	IIEES
2/13/2016	07:06.4	37.276	54.518	18	ML:3.4	IIEES
2/15/2016	04:57.6	36.727	55.001	14	ML:2.5	IIEES
2/18/2016	52:00.8	36.866	54.737	15	ML:3.4	IIEES
2/28/2016	10:36.2	37.1	54.336	16	ML:2.6	IIEES
3/10/2016	53:52.5	35.762	56.922	14	ML:2.8	IIEES
3/13/2016	03:19.6	37.146	55.589	15	ML:3.6	IIEES
3/13/2016	55:38.5	37.179	55.577	15	ML:3	IIEES
3/13/2016	49:22.6	37.644	56.191	6	ML:2.9	IIEES
3/15/2016	51:55.8	36.656	54.96	14	ML:2.8	IIEES
4/3/2016	16:07.4	36.854	54.21	16	ML:3.5	IIEES
4/5/2016	28:37.4	36.739	54.768	14	ML:3.4	IIEES
4/9/2016	14:35.2	36.414	55.439	14	ML:3.1	IIEES
4/13/2016	01:29.5	37.196	54.751	18	ML:3.6	IIEES
4/18/2016	42:03.9	37.144	56.844	15	ML:3.5	IIEES
4/18/2016	36:50.8	37.133	56.805	16	ML:2.6	IIEES
4/22/2016	38:00.3	37.066	56.372	15	ML:2.6	IIEES
5/22/2016	02:56.3	36.926	55.195	18	ML:2.5	IIEES
5/24/2016	32:57.6	36.309	54.229	14	ML:3.7	IIEES
6/6/2016	50:50.0	36.386	54.544	15	ML:2.8	IIEES
6/10/2016	55:04.0	36.823	54.806	15	ML:2.5	IIEES

6/13/2016	26:25.4	36.676	54.891	14	ML:2.9	IIEES
6/13/2016	32:16.9	36.671	54.797	14	ML:2.6	IIEES
7/1/2016	07:54.5	36.327	54.617	15	ML:2.7	IIEES
7/9/2016	03:09.0	37.152	54.528	14	ML:2.4	IIEES
7/10/2016	01:07.5	36.812	55.221	15	ML:3.1	IIEES
7/14/2016	18:32.5	36.19	55.228	16	ML:2.5	IIEES
7/24/2016	05:11.1	37.156	54.554	15	ML:2.7	IIEES
7/24/2016	58:47.0	36.454	54.346	14	ML:2.5	IIEES
7/30/2016	31:57.6	37.043	56.519	8	ML:2.2	IIEES
7/31/2016	42:11.3	37.115	55.133	15	ML:3.2	IIEES
8/3/2016	15:45.0	37.355	55.687	18	ML:2.6	IIEES
8/7/2016	44:37.8	37.281	54.525	14	ML:2.8	IIEES
8/7/2016	33:09.6	36.854	55.494	6	ML:2.9	IIEES
8/14/2016	28:57.3	36.438	54.483	15	ML:2.5	IIEES
8/15/2016	55:22.1	37.105	54.596	14	ML:2.9	IIEES
8/19/2016	26:53.1	36.247	54.608	6	ML:2.8	IIEES
9/10/2016	18:46.9	36.798	54.539	15	ML:3.3	IIEES
9/10/2016	51:36.1	36.835	54.404	16	ML:2.5	IIEES
9/19/2016	14:42.1	36.348	54.03	15	ML:2.9	IIEES
9/19/2016	38:17.9	36.32	54.048	16	ML:2.6	IIEES
9/20/2016	39:12.2	36.358	54.049	16	ML:2.7	IIEES
10/3/2016	50:44.5	37.011	55.441	14	ML:2.6	IIEES
10/4/2016	38:38.2	36.877	54.74	18	ML:2.5	IIEES
10/4/2016	02:04.2	37.291	56.853	15	ML:3.4	IIEES
10/4/2016	16:18.5	37.258	56.853	15	ML:2.6	IIEES
10/8/2016	09:10.8	37.225	55.331	15	ML:2.7	IIEES
10/9/2016	45:02.8	35.525	54.553	14	ML:3	IIEES
10/18/2016	50:15.0	37.233	54.485	14	ML:2.7	IIEES
11/5/2016	32:34.1	37.689	55.864	7	ML:3.2	IIEES
11/15/2016	48:15.2	37.067	55.25	14	ML:3	IIEES
11/20/2016	07:11.6	36.945	55.631	28	ML:2.9	IIEES
12/2/2016	29:51.0	36.767	54.889	15	ML:4	IIEES
12/15/2016	01:30.6	36.991	56.004	9	ML:3.7	IIEES
12/23/2016	31:27.3	36.425	54.583	15	ML:2.5	IIEES
12/23/2016	59:07.2	36.457	54.539	14	ML:3.2	IIEES

12/25/2016	38:52.7	37.276	54.767	18	ML:3.2	IIEES
12/27/2016	56:19.6	36.997	55.871	6	ML:4.6	IIEES
12/28/2016	01:39.6	37.042	55.703	14	ML:2.9	IIEES
12/31/2016	59:55.0	36.412	54.526	15	ML:3.2	IIEES
2/13/2017	27:10.1	36.835	55.273	9	ML:3.4	IIEES
3/1/2017	19:44.1	36.793	54.439	15	ML:3	IIEES
3/10/2017	33:39.6	37.195	55.797	8	ML:2.8	IIEES
3/12/2017	08:10.5	36.708	54.926	17	ML:4	IIEES
3/16/2017	48:25.7	37.505	55.876	16	ML:3.2	IIEES
3/22/2017	53:25.2	36.827	54.277	15	ML:3.8	IIEES
3/23/2017	32:25.6	37.22	56.8	15	ML:3.3	IIEES
3/31/2017	05:37.2	36.874	55.387	6	ML:3.5	IIEES
4/1/2017	49:12.4	35.533	55.746	14	ML:2.9	IIEES
4/7/2017	19:04.2	36.387	54.381	28	ML:2.8	IIEES
4/9/2017	40:01.7	36.445	54.372	15	ML:2.9	IIEES
4/18/2017	47:25.0	36.94	55.081	14	ML:3.2	IIEES
4/22/2017	37:40.8	37.287	54.466	16	ML:4	IIEES
4/24/2017	18:16.8	37.248	56.631	15	ML:3.5	IIEES
4/25/2017	54:44.1	37.21	54.598	15	ML:2.3	IIEES
4/29/2017	37:23.7	37.211	54.444	14	ML:2.8	IIEES
5/3/2017	28:40.2	36.727	54.86	6	ML:2.8	IIEES
5/16/2017	34:17.1	37.204	54.33	15	ML:3.4	IIEES
5/17/2017	12:13.5	36.538	56.43	6	ML:2.9	IIEES
5/20/2017	13:36.0	36.668	54.926	14	ML:2.7	IIEES
5/20/2017	35:18.0	37.059	54.665	17	ML:2.7	IIEES
5/24/2017	14:35.0	36.94	55.166	14	ML:2.8	IIEES
5/25/2017	44:58.5	37.195	56.772	6	ML:2.6	IIEES
1/2/1903	07:15.0	36.5	54.9	25	Ms:5	MEA
4/26/1928	40:01.0	37.4	55.4	10	Ms:4.8	MEA
9/8/1935	16:12.0	37.3	54.4	10	Ms:4.3	MEA
9/26/1947	16:07.0	37	55	10	Ms:4.3	MEA
11/5/1949	05:44.0	37.16	55.16	33	Ms:5.4	NAB
2/14/1950	06:07.0	36.87	55.26	94	Ms:4.6	NOW
9/1/1954	09:58.0	37	57	13	Ms:4.8	MEA
8/22/1955	19:05.0	36.6	56	10	Ms:4.5	MEA

6/9/1957	44:00.0	37.4	55.6	9	Ms:4.3	MEA
6/26/1958	56:18.0	37.3	56.2	10	Ms:4.3	MEA
9/23/1958	13:00.0	37.2	56.1	10	Ms:4.3	MEA
9/29/1958	12:22.0	37.2	56.1	10	Ms:4.3	MEA
4/25/1962	14:49.0	37.29	56.57	46	Ms:4	NAB-NOW
7/28/1962	02:00.0	36.6	54.8	11	Ms:4.5	MEA
12/8/1962	02:54.0	36.55	54.79	15	Ms:4.8	EHB
10/15/1971	19:32.0	37.332	54.587	41	MS:5	ISC
8/2/1973	56:23.0	37.35	56.475	4	Ms:5.3	EHB
9/24/1997	23:51.0	35.826	56.822	33	MS:3.7	ISC

پیوست۲- توان لرزه زایی گسلهای منطقه

name_fault	leng	نوروزی و مهاجرMS	پرسMS	هاسترMS	زارع	سلمونزMS	میانگین MS
mayamei	223	7.447274867	8.209203	8.862457	7.631628	7.756618	7.981436
khazar	170	7.329418926	8.084276	8.685673	7.387392	7.625798	7.822512
siah kuh	128	7.206179974	7.953643	8.500815	7.132	7.489003	7.656328
hokm abad	185	7.366141733	8.123202	8.740758	7.463493	7.666561	7.872031
torud	104	7.116003344	7.858055	8.36555	6.945125	7.388907	7.534728
attari	55	6.839332694	7.564784	7.950544	6.371773	7.081803	7.161647
qods	72	6.956302501	7.688772	8.125999	6.614172	7.211639	7.319377
armian	66	6.91851394	7.648717	8.069316	6.535862	7.169694	7.26842
sefidali	82	7.012783857	7.748643	8.210721	6.73122	7.274333	7.39554
robat-e qarebil	106	7.12427587	7.866824	8.377959	6.962268	7.39809	7.545883
kurkhod	146	7.26332286	8.014214	8.586529	7.250419	7.552432	7.733383
savare bala	104	7.116003344	7.858055	8.36555	6.945125	7.388907	7.534728
takal kuh	129	7.209559715	7.957225	8.505885	7.139004	7.492755	7.660886
alborz	59	6.869822016	7.597103	7.996278	6.434957	7.115646	7.202761
tal anbar	77	6.98546073	7.71968	8.169736	6.674598	7.244005	7.358696
ali abad	102	7.107570176	7.849116	8.3529	6.927648	7.379546	7.523356
shahrud	108	7.13239376	7.875429	8.390136	6.979091	7.4071	7.55683
shah kuh	76	6.979783597	7.713662	8.16122	6.662833	7.237703	7.35104
tazareh	75	6.974031268	7.707565	8.152592	6.650912	7.231318	7.343284
astaneh	66	6.91851394	7.648717	8.069316	6.535862	7.169694	7.26842
abr	81	7.007455023	7.742994	8.202728	6.720177	7.268418	7.388354
golestan	59	6.869822016	7.597103	7.996278	6.434957	7.115646	7.202761
jajarm	75	6.974031268	7.707565	8.152592	6.650912	7.231318	7.343284
abri tapeh-gorian	60	6.877121255	7.60484	8.007227	6.450083	7.123748	7.212604
ramshin	76	6.979783597	7.713662	8.16122	6.662833	7.237703	7.35104
abrud	95	7.07669361	7.816387	8.306585	6.863662	7.345273	7.48172
sabzevar	69	6.937819095	7.66918	8.098274	6.575869	7.191122	7.294453
chahshur	32	6.604119983	7.315459	7.597725	5.884335	6.820716	6.844471
anjilu	48	6.780211242	7.502116	7.861862	6.249254	7.016178	7.081924
larestan	27	6.530333768	7.237246	7.487046	5.731426	6.738814	6.744973

alikhan	21	6.421189299	7.121552	7.323329	5.505243	6.617663	6.597795
kuh-e razveh	19	6.377723605	7.075479	7.25813	5.415168	6.569416	6.539183
shotor kuh	15	6.275061263	6.966657	7.104137	5.202418	6.455461	6.400747
majerad	29	6.561368002	7.270142	7.533597	5.795739	6.773262	6.786822
sefidsang	74	6.968201724	7.701386	8.143848	6.638832	7.224847	7.335423
tighshuri	63	6.898310554	7.627301	8.039011	6.493994	7.147268	7.241177
shimar	19	6.377723605	7.075479	7.25813	5.415168	6.569416	6.539183
chah seyedan	22	6.441392685	7.142968	7.353634	5.547111	6.640089	6.625039
soukhteh kuh	19	6.377723605	7.075479	7.25813	5.415168	6.569416	6.539183
kiki	31	6.590331698	7.300843	7.577043	5.855761	6.805411	6.825878
salek	16	6.303089987	6.996367	7.14618	5.260503	6.486573	6.438543
qoleh-e alahkom	33	6.617483944	7.329625	7.617771	5.91203	6.83555	6.862492
mozafar abad	25	6.496910013	7.201816	7.43691	5.662161	6.701713	6.699902
sardarabad	20	6.4	7.099092	7.291545	5.461332	6.594143	6.569222
kal-e abdar	15	6.275061263	6.966657	7.104137	5.202418	6.455461	6.400747
abasemano	8	6.002059991	6.677275	6.694635	4.63667	6.15243	6.032614
kal taqi	9	6.053212514	6.731497	6.771364	4.742675	6.209209	6.101592
dochileh	12	6.17815125	6.863932	6.958772	5.001589	6.347891	6.270067
miandasht	16	6.303089987	6.996367	7.14618	5.260503	6.486573	6.438543
joshaghan	29	6.561368002	7.270142	7.533597	5.795739	6.773262	6.786822
shiroyeh	27	6.530333768	7.237246	7.487046	5.731426	6.738814	6.744973
esfarayen	36	6.655272505	7.369681	7.674454	5.99034	6.877496	6.913449
qacheh robat	11	6.140362689	6.823876	6.902089	4.923279	6.305946	6.219111
chaman bid	19	6.377723605	7.075479	7.25813	5.415168	6.569416	6.539183
karf	31	6.590331698	7.300843	7.577043	5.855761	6.805411	6.825878
kuh-e siahchun	20	6.4	7.099092	7.291545	5.461332	6.594143	6.569222
chahar chubeh	12	6.17815125	6.863932	6.958772	5.001589	6.347891	6.270067
douzin	26	6.513943352	7.219872	7.46246	5.69746	6.72062	6.722871
kuh sarkhan	44	6.742422681	7.46206	7.805179	6.170944	6.974232	7.030968
razi	24	6.479181246	7.183024	7.410317	5.625421	6.682034	6.675996
mian kuh	38	6.678753601	7.394571	7.709675	6.039	6.90356	6.945112
mojen	19	6.377723605	7.075479	7.25813	5.415168	6.569416	6.539183
badeleh	39	6.690034611	7.406528	7.726597	6.062378	6.916082	6.960324

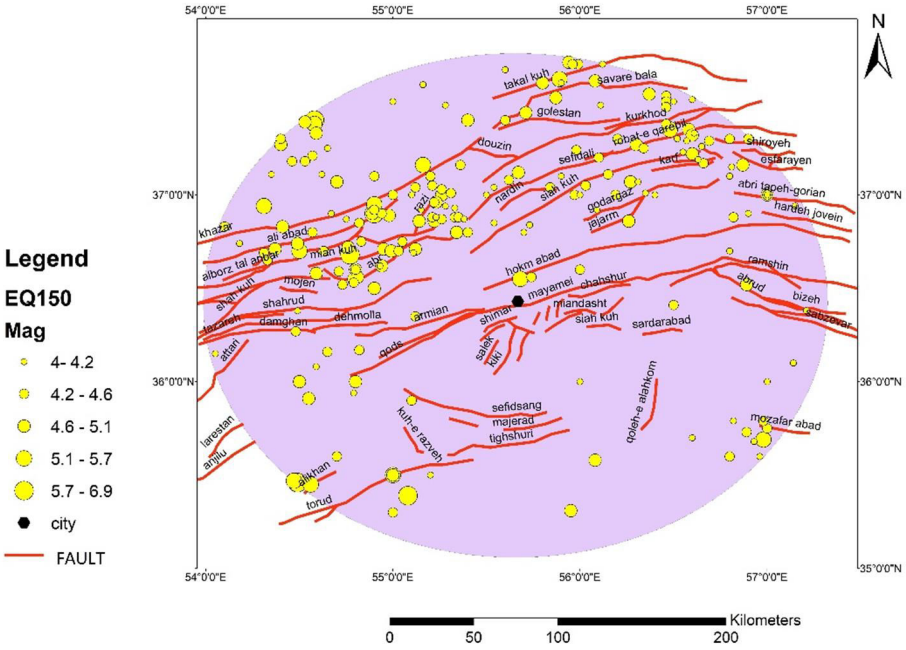
namakdeh	37	6.667171728	7.382294	7.692303	6.014999	6.890704	6.929494
almeh	19	6.377723605	7.075479	7.25813	5.415168	6.569416	6.539183
nardin	32	6.604119983	7.315459	7.597725	5.884335	6.820716	6.844471
godargaz	33	6.617483944	7.329625	7.617771	5.91203	6.83555	6.862492
hardeh jovein	45	6.752182518	7.472405	7.819819	6.191169	6.985066	7.044128
khondar	15	6.275061263	6.966657	7.104137	5.202418	6.455461	6.400747
sokoun	16	6.303089987	6.996367	7.14618	5.260503	6.486573	6.438543
siah kuh	17	6.329418926	7.024276	7.185673	5.315065	6.515798	6.474046
dehmolla	37	6.667171728	7.382294	7.692303	6.014999	6.890704	6.929494
damghan	58	6.862397998	7.589234	7.985142	6.419572	7.107405	7.19275
bidestan	15	6.275061263	6.966657	7.104137	5.202418	6.455461	6.400747
haji abad	13	6.212913357	6.90078	7.010915	5.073627	6.386477	6.316943
dehno	45	6.752182518	7.472405	7.819819	6.191169	6.985066	7.044128
bizeh	42	6.722219295	7.440644	7.774874	6.129076	6.951807	7.003724

پیوست ۳- برآورد شتاب افقی گسلهای منطقه مورد مطالعه:

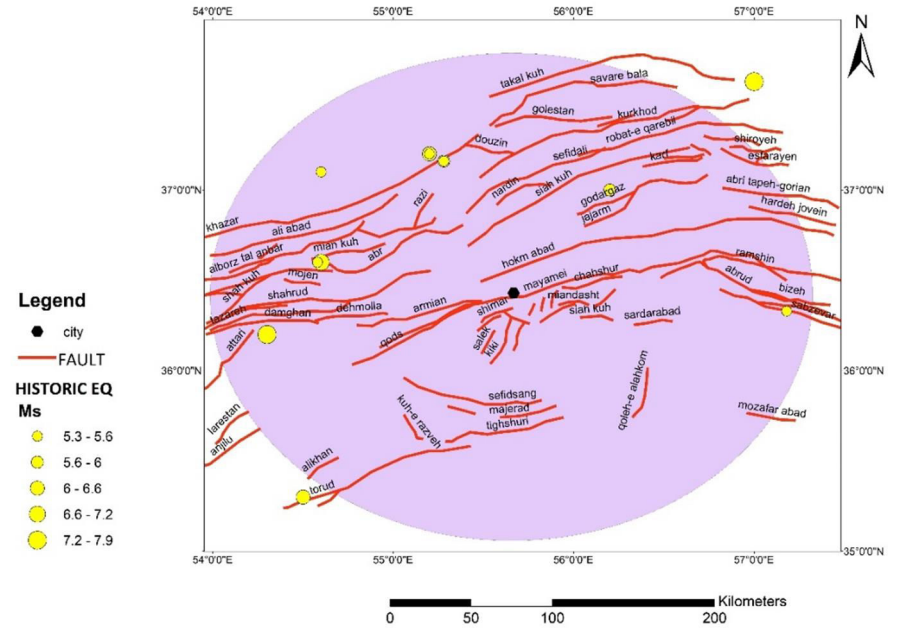
نام گسل	میانگین توان لرزه زایی	فاصله تا میامی	دمز و مور	دونوان
mayamei	8.1	5	0.51	0.52
khazar	7.9	88.81	0.11	0.11
siah kuh	7.8	38.01	0.22	0.23
hokm abad	8	15.08	0.45	0.46
torud	7.7	94.08	0.09	0.09
attari	7.4	130.13	0.06	0.06
qods	7.5	19.47	0.31	0.31
armian	7.5	14.99	0.35	0.36
sefidali	7.6	55.98	0.15	0.15
robat-e qarebil	7.7	92.83	0.09	0.1
kurkhod	7.9	74.98	0.13	0.13
savare bala	7.7	105.82	0.08	0.08
takal kuh	7.8	123.57	0.07	0.07
alborz	7.4	120.56	0.06	0.06
tal anbar	7.5	86.72	0.09	0.09
ali abad	7.7	84.63	0.1	0.1
shahrud	7.7	43.26	0.19	0.2
shah kuh	7.5	90.45	0.09	0.09
tazareh	7.5	79.99	0.1	0.1
astaneh	7.5	111.6	0.07	0.07
abr	7.6	50.25	0.16	0.16
golestan	7.4	105.17	0.07	0.07
jajarm	7.5	56.43	0.14	0.14
abri tapeh-gorian	7.4	124.23	0.06	0.06
ramshin	7.5	97.79	0.08	0.08
abrud	7.6	74.96	0.11	0.11
sabzevar	7.5	103.62	0.08	0.08
chahshur	7.1	25.64	0.21	0.22
anjilu	7.3	149.38	0.05	0.05

larestan	7	149.02	0.04	0.04
alikhan	6.9	131.46	0.04	0.04
kuh-e razveh	6.8	90.26	0.06	0.06
shotor kuh	6.7	73.9	0.07	0.07
majerad	7	70.55	0.09	0.09
sefidsang	7.5	64.72	0.12	0.12
tighshuri	7.4	78.4	0.1	0.1
shimar	6.8	6.9	0.33	0.34
chah seyedan	6.9	21.11	0.22	0.22
soukhteh kuh	6.8	16.59	0.24	0.24
kiki	7.1	12.55	0.31	0.32
salek	6.7	22.23	0.19	0.19
qoleh-e alahkom	7.1	80.56	0.08	0.08
mozafar abad	7	137.58	0.04	0.04
sardarabad	6.8	63.18	0.09	0.09
kal-e abdar	6.7	41.45	0.12	0.12
abasemano	6.4	12.09	0.22	0.23
kal taqi	6.4	15.89	0.2	0.2
dochileh	6.6	20.21	0.19	0.19
miandasht	6.7	23.67	0.18	0.19
joshaghan	7	137.37	0.04	0.04
shiroyeh	7	141.79	0.04	0.04
esfarayen	7.1	138.25	0.05	0.05
qacheh robat	6.5	146.06	0.03	0.03
chaman bid	6.8	132.39	0.04	0.04
karf	7.1	103.19	0.06	0.06
kuh-e siahchun	6.8	113.89	0.05	0.05
chahar chubeh	6.6	129.15	0.04	0.04
douzin	7	87.97	0.07	0.07
kuh sarkhan	7.2	60.35	0.11	0.11
razi	6.9	64.14	0.09	0.09
mian kuh	7.2	70.9	0.1	0.1
mojen	6.8	95.46	0.06	0.06

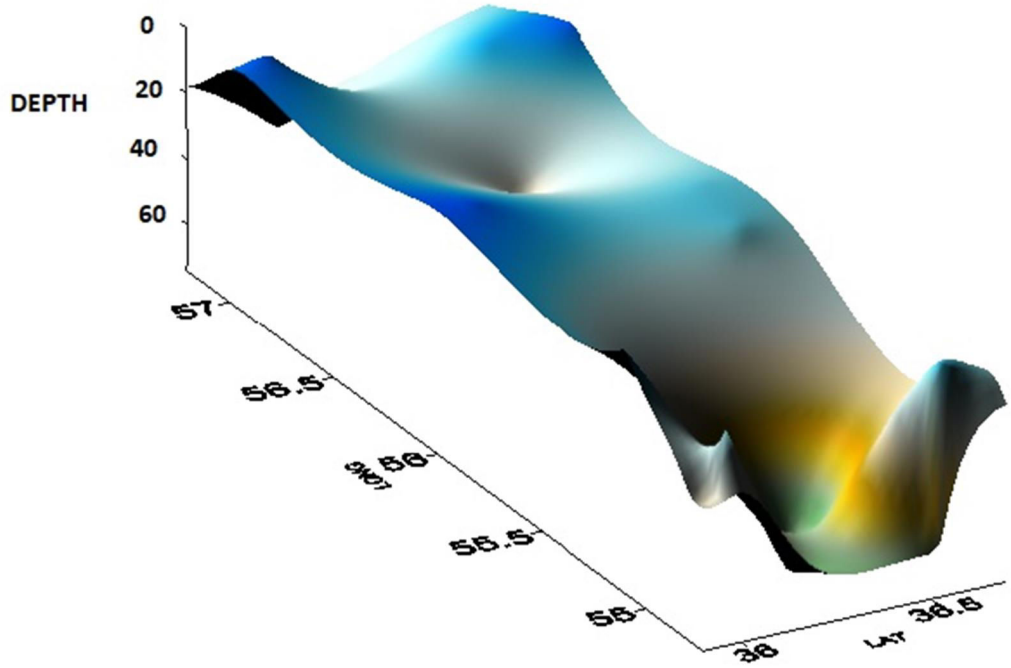
badeleh	7.2	133.69	0.05	0.05
namakdeh	7.2	120.24	0.06	0.06
almeh	6.8	113.26	0.05	0.05
nardin	7.1	56.93	0.11	0.11
godargaz	7.1	60.25	0.11	0.11
hardeh jovein	7.3	130.23	0.05	0.05
khondar	6.7	9.66	0.29	0.29
sokoun	6.7	12.63	0.26	0.26
siah kuh	6.8	36.31	0.14	0.14
dehmolla	7.2	62.5	0.11	0.11
damghan	7.4	97.48	0.08	0.08
bidestan	6.7	146.84	0.03	0.04
haji abad	6.6	120.94	0.04	0.04
dehno	7.3	122.32	0.06	0.06
bizeh	7.2	118.67	0.06	0.06



زمین لرزه های دستگاهی منطقه مورد مطالعه



زمین لرزه های تاریخی منطقه مورد مطالعه



عمق کانونی زلزله های اطراف گسل میامی

Abstract:

For a long time, human has always been facing natural wrecking phenomenon and tried to find solutions to deal with them. Among these phenomenon, earthquakes have had the more destructive role in their lives. Once in a while, The earthquake has threatened the lives of thousands of people; It has destroyed many man-made structures and installations, and caused a lot of human and financial losses. Since the earthquake, as a natural disaster, has caused many losses in the human history, it is vital to evaluate the risk of earthquakes in the earthquake-prone areas. For this purpose, the strong ground movement parameter for the maximum horizontal acceleration component is estimated based on the maximum earthquake that the faults in 150 km radius from the Miami Fault can cause. This is helpful to identifying hazardous seismic areas and accordingly, applying to retrofit and design-controlling of the existing and future structures. According to the calculations, the most seismic acceleration values at the center of a radius of 150 kilometers zone around Miami, are near the city and in the northwest of the province. The maximum calculated horizontal acceleration in the study area is located around Miami, Hokm-Abad and Ermian faults, which are 0.70, 0.70, and 0.35 gravitational acceleration (G), respectively. The main seismic epicenters within a radius of 150 kilometers from the city of Miami are Miami, Hakam-Abad and Ermian faults, which are representing seismicity of Ms = 8, Ms = 8 and Ms = 7.9 individually. Other epicenters in the region create the most of the seismic acceleration in this area.

According to the seismic acceleration map of the studied area, the maximum acceleration of the active faults in Miami is estimated as an average of 0.4g, which indicates that 63% of the area is classified in the high and very high risk of seismicity.

Keywords: Seismic acceleration, Seismicity, Fuzzy Logic, Miamei Fault

Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Tectonics

Seismic Hazard Analysis of Miamei Fault on Miamei City

By:

Saham Amouri

Supervisor:

Dr. Ramazan Ramazani omali

September2018